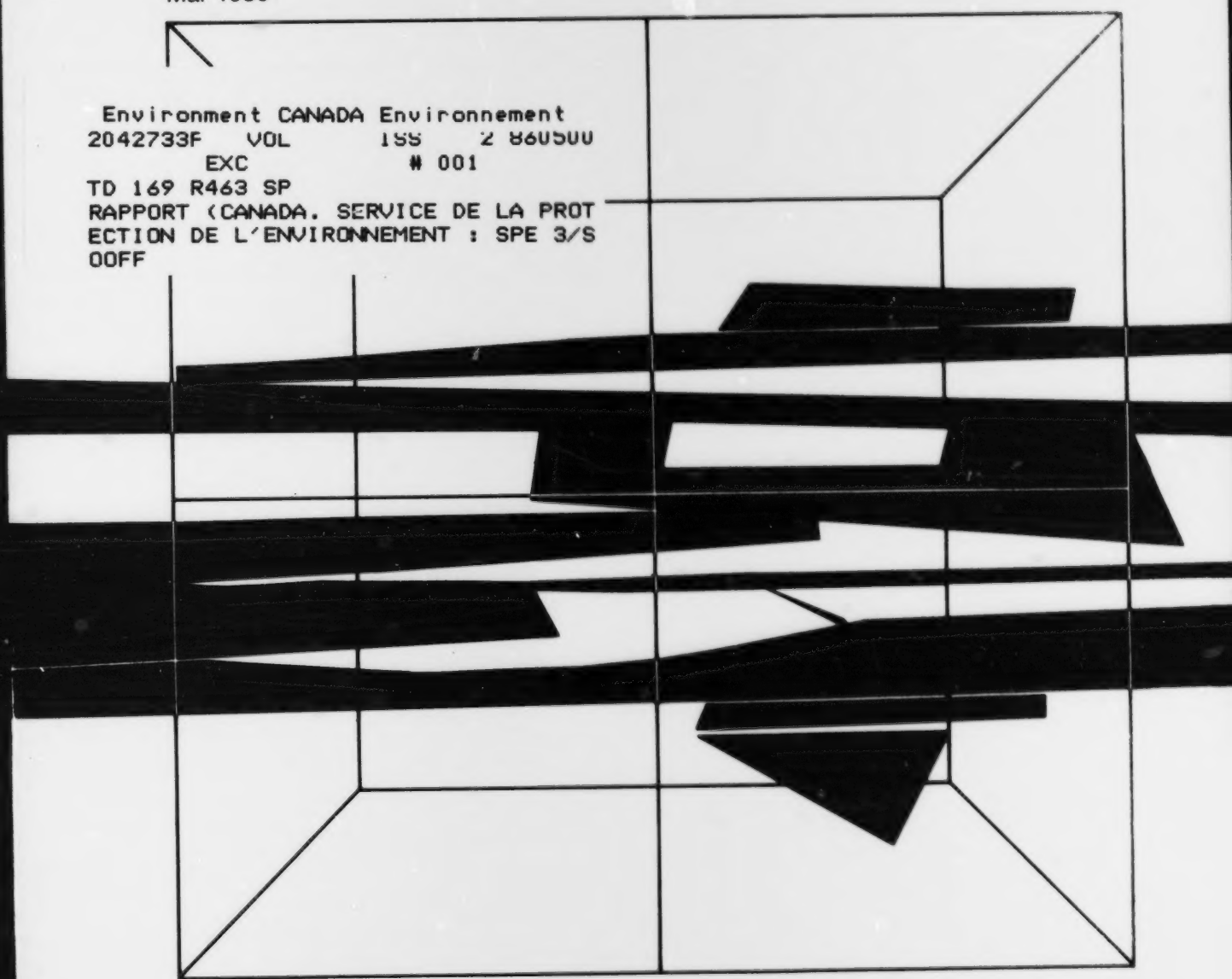
Conditions océanographiques favorisant l'enfoncement du pétrole

Rapport SPE 3/SP/2
Mai 1986

Environment CANADA Environnement
2042733F VOL 155 2 860500
EXC # 001
TD 169 R463 SP
RAPPORT (CANADA. SERVICE DE LA PROT
ECTION DE L'ENVIRONNEMENT : SPE 3/S
OOFF



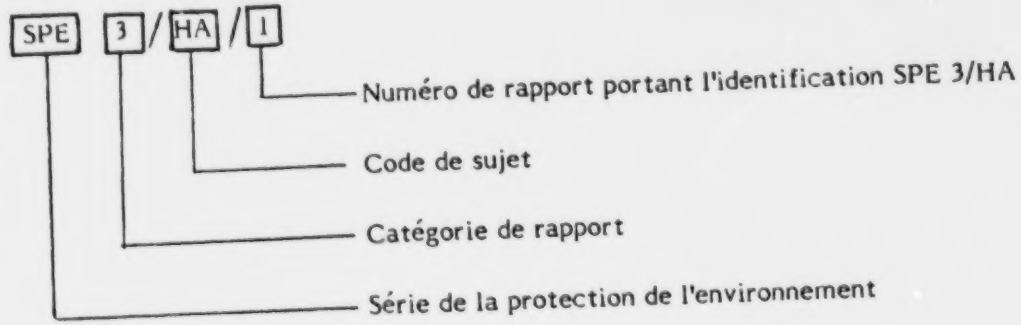
Environnement Canada Environment Canada

Canada

86-05526/

SÉRIE DE RAPPORTS DE LA PROTECTION DE L'ENVIRONNEMENT

Exemple de numérotage:



Catégories

1	Règlements/Lignes directrices/ Codes de procédure
2	Consultation publique: évaluation des problèmes, options de contrôle
3	Recherche et développement technologique
4	Revues de la documentation
5	Relevés
6	Évaluations des impacts sur l'environnement
7	Surveillance
8	Propositions, analyses et énoncés de principes généraux
9	Guides

Sujets

AG	Agriculture
AP	Polluants atmosphériques
AT	Toxicité aquatique
CC	Produits chimiques commerciaux
CP	Pollution - consommateurs
FP	Traitement des aliments
HA	Déchets dangereux
IC	Chimie inorganique
MA	Pollution marine
MM	Exploitation minière et traitement des minéraux
NR	Régions du Nord
PF	Papier et fibres
PG	Production de l'électricité
PN	Pétrole et gaz naturel
SP	Déversements de pétrole et de produits chimiques
SRM	Méthode de référence normalisée
TS	Systèmes de transport
UP	Pollution urbaine

Sujets et codes additionels sont introduits au besoin. Une liste de rapports du SPE peut être obtenue en s'adressant à la Section des publications, Direction générale des programmes de protection de l'environnement, Environnement Canada, Ottawa (Ontario) K1A 1C8.

CONDITIONS OCÉANOGRAPHIQUES FAVORISANT L'ENFONCEMENT DU PÉTROLE

par :
Seakem Oceanography Ltd.
Sidney (C.-B.)

pour la

Direction du développement de la technologie et des services techniques
Environnement Canada

SPE 3/SP/2
Mai 1986

Publication distribuée
par les Services techniques
Conservation et Protection
Ministère de l'Environnement
Hull
K1A 1C8

Édition française de
Oceanographic Conditions Suitable for the Sinking of Oil
préparée par le Module d'édition française
Conservation et Protection
Ministère de l'Environnement

© Ministre des Approvisionnements et Services Canada 1986
N° de cat. En 49-14/3-2F
ISBN 0-662-93797-X
IMPRIMERIE BEAUREGARD LIMITÉE

AVIS DE RÉVISION

Ce rapport a été révisé par la Direction du développement de la technologie et des services techniques du Service de la protection de l'environnement qui en a approuvé la publication. Cette approbation ne signifie pas nécessairement que le contenu reflète les vues et politiques du Service de la protection de l'environnement ou que les marques de commerce ou produits commerciaux mentionnés soient recommandés.

COMMENTAIRES DES LECTEURS

Les lecteurs qui souhaitent faire des commentaires sur le contenu de ce rapport sont priés de les adresser à:

Merv Fingas
Centre environnemental de River Road
Service de la protection de l'environnement
Environnement Canada
Ottawa (Ontario)
K1A 1C8

RÉSUMÉ

La masse volumique des eaux littorales superficielles au Canada varie généralement entre 1,022 g/ml et 1,027 g/ml, ce qui signifie que le pétrole doit en général avoir une masse volumique égale ou supérieure à ces valeurs pour s'enfoncer dans l'eau. Des apports d'eau douce peuvent toutefois abaisser la masse volumique jusqu'à aussi peu que 1,000 g/ml dans des zones localisées. La température a beaucoup moins d'effet sur l'eau marine que la salinité (effet maximal de 0,5 p. 100 contre 3 p. 100 pour la salinité), mais son effet saisonnier est généralisé.

Le long de la côte atlantique du Canada, la fonte des glaces aux hautes latitudes et l'écoulement des cours d'eau aux basses latitudes sont les principales sources d'eaux de faible densité, notamment dans l'estuaire du Saint-Laurent, autour de l'Île-du-Prince-Édouard et près du détroit de Canso.

Dans l'archipel arctique, l'eau de fonte provenant de la glace de dérive, du ruissellement terrestre ou des glaciers constitue le principal facteur de réduction de la densité, donnant lieu à des conditions très variables et à des gradients horizontaux et verticaux souvent forts dans certaines régions.

La baie d'Hudson se comporte comme un système estuarien semi-fermé; les nombreux cours d'eau qui s'y déversent diminuent les densités partout (souvent de l'ordre de 15 σ_t* à 20 σ_t). Dans l'Arctique occidental, c'est le débit du Mackenzie et la structure de son panache, qui influent le plus sur la masse volumique, réduisant celle des eaux de surface dans la plus grande partie de la mer de Beaufort.

Les fortes chutes de pluie et l'écoulement des cours d'eau déterminent dans une grande mesure comment se répartissent les densités en surface, le long de la côte du Pacifique au Canada. Les densités sont particulièrement faibles dans le détroit de Géorgie, où elles peuvent être inférieures à 10 σ_t du panache du Fraser.

Le comportement du pétrole dès qu'il s'enfonce est déterminé par la structure verticale de la densité. Les pétroles à densité élevée (> 27 σ_t) atteignent en général le fond dans les eaux côtières. Le pétrole ayant une densité de 20 σ_t à 27 σ_t peut se maintenir entre deux eaux en été sur une pycnocline saisonnière (due au réchauffement

---

* σ_t (sigma-t): symbole utilisé pour représenter la valeur significative de la densité de l'eau. σ_t équivaut à la masse volumique à laquelle on soustrait 1,0 et qu'on multiplie par 10^3. Exemple: une masse volumique de 1,0250 g/ml égale 25,0 σ_t.

solaire des eaux de surface). Plus radicalement, il arrive souvent qu'un apport d'eau douce donne lieu à de très fortes pycnoclines à des profondeurs atteignant 20 m. Du pétrole moins dense (0 σ_t à 20 σ_t) s'enfoncerait à ces profondeurs, mais pourrait être "piégé" dans la pycnocline. Le pétrole, une fois descendu entre deux eaux, peut se déplacer avec la masse d'eau, souvent tout à fait à l'inverse de toute nappe associée en surface.

ABSTRACT

The density of Canada's surface coastal waters generally varies in the range of 1.022 to 1.027 g/mL, requiring oil to have this density or greater in order to sink in most regions. Freshwater inputs, however, reduce the density to as low as 1.000 g/mL over localized areas. Temperature has a much lesser effect on seawater than salinity (maximum effect of 0.5% versus 3% for salinity) but its seasonal effect is widespread.

Along Canada's Atlantic coast, ice melt at high latitudes and river run-off at lower latitudes are the primary sources of low density water. The most distinctive feature is the decreased density resulting from the influence of the St. Lawrence River on waters in the estuary, around Prince Edward Island and near the Strait of Canso.

In the Arctic Archipelago, ice melt, from either the edge of pack ice, land run-off or glacial melt, is the major factor in reducing density. This creates regions of high variability and often strong horizontal and vertical gradients.

Hudson Bay behaves like a semi-enclosed estuarine system with the many rivers emptying into it and has reduced densities throughout (often in he range 15 to 20 σ_t). In the western Arctic, by far the largest density feature is the Mackenzie River outflow and plume structure which decreases the surface water density throughout most of the Beaufort Sea.

High rainfall and river run-off largely determine the surface density patterns along Canada's Pacific coast. Densities are particularly low in the Strait of Georgia, where densities below 10 σ_t can be observed near the Fraser River plume.

The behaviour of oil once it sinks will be determined by the vertical density structure. Very dense oil (>27 σ_t) would sink to the bottom in most coastal waters. Oil of density 20 to 27 σ_t may become neutrally buoyant at an intermediate depth in the summer on a seasonal pycnocline (created by solar warming of surface waters). More dramatically, freshwater input often creates very strong pycnoclines at depths up to 20 m. Less dense oil (0 to 20 σ_t) would sink here but would become 'trapped' at the pycnocline. Oil, once it has sunk to an intermediate depth of neutral buoyancy, will move with the water body, often in a manner quite contrary to any associated surface slick.

TABLE DES MATIÈRES

Résumé		V
Abstract		VII
Liste des figures		XI
1	INTRODUCTION	1
1.1	Facteurs de non-flottabilité du pétrole	1
1.1.1	Salinité	2
1.1.2	Température	4
1.1.3	Processus de perturbation ou de mélange	5
2	LA CÔTE ATLANTIQUE	9
2.1	La baie Baffin	11
2.1.1	Gradients verticaux de densité	12
2.1.2	Conditions favorisant l'enfoncement du pétrole	12
2.2	Plate-forme du Labrador	12
2.2.1	Conditions favorisant l'enfoncement du pétrole	15
2.3	Grands Bancs et Bonnet Flamand	15
2.3.1	Gradients verticaux de densité	20
2.3.2	Conditions favorisant l'enfoncement du pétrole	23
2.4	Golfe du Saint-Laurent	24
2.4.1	Estuaire du Saint-Laurent	28
2.4.2	Baie des Chaleurs, haut-fond Magdalen	28
2.4.3	Centre du golfe	31
2.4.4	Détroit de Cabot	31
2.4.5	Nord-est du golfe	32
2.4.6	Conditions favorisant l'enfoncement du pétrole	32
2.5	Plateau Scotian, baie de Fundy	33
2.5.1	Gradients verticaux de densité	33
2.5.2	Régions frontales	39
2.5.3	Baie de Fundy - golfe du Maine	40
2.5.4	Processus de brassage	41
3	LA CÔTE ARCTIQUE	46
3.1	La baie d'Hudson	46
3.1.1	Conditions favorisant l'enfoncement du pétrole	46
3.2	L'archipel Arctique canadien	49
3.2.1	Gradients horizontaux de densité	51
3.2.2	Gradients verticaux de densité	51
3.2.3	Conditions favorisant l'enfoncement du pétrole	51
3.3	Sud-est de la mer de Beaufort	57
3.3.1	Résumé des distributions connues des gradients de densité	57
3.3.2	Conditions favorisant l'enfoncement du pétrole	59
4	LA CÔTE PACIFIQUE	63
4.1	Détroit de Juan de Fuca	64
4.1.1	Conditions favorisant l'enfoncement du pétrole	64
4.2	Détroit de Géorgie	69
4.2.1	Conditions favorisant l'enfoncement du pétrole	69

4.3	Passage Discovery, détroit de Johnstone et détroit de la Reine-Charlotte	71
4.3.1	Conditions favorisant l'enfoncement du pétrole	72
4.4	Bassin de la Reine-Charlotte, détroit d'Hécate et entrée Dixon	72
4.4.1	Conditions favorisant l'enfoncement du pétrole	72
4.5	Eaux du large	77
4.5.1	Conditions favorisant l'enfoncement du pétrole	80

Références		81
Bibliographie		82
Annexe I	DENSITÉ DES EAUX EN SURFACE: CÔTE ATLANTIQUE	89
Annexe II	DENSITÉ DES EAUX EN SURFACE: CÔTE ARCTIQUE	143
Annexe III	DENSITÉ DES EAUX EN SURFACE: CÔTE PACIFIQUE	155

LISTE DES FIGURES

1	Profils salinité-profondeur et coupes longitudinales de salinité types dans les estuaires	3
2	Répartition saisonnière type des températures des eaux en surface sur les côtes atlantique et pacifique	5
3	Direction générale des courants le long de la côte atlantique du Canada	10
4	Profils verticaux de densité estivale représentatifs dans la baie Baffin	13
5	Isopycnes dans la baie Baffin	14
6	Distribution de la densité sur la plate-forme du Labrador	16
7	Profils verticaux de densité sur la plate-forme du Labrador	17
8	Isopycnes sur la plate-forme du Labrador durant l'été	18
9	Isopycnes sur la plate-forme du Labrador durant l'automne	19
10	Profils verticaux représentatifs sur les Grands Bancs	21
11	Transect de septembre en travers des Grands Bancs et du Bonnet Flamand	22
12	Isopycnes sur les Grands Bancs durant l'été	24
13	Isopycnes sur les Grands Bancs durant l'hiver	25
14	Carte de localisation des subdivisions du golfe du Saint-Laurent	26
15	Profils verticaux représentatifs de densité dans le golfe du Saint-Laurent	27
16	Profils salinité-profondeur dans l'estuaire du Saint-Laurent	29
17	Signatures d'ondes dans le golfe du Saint-Laurent	30
18	Isopycnes dans le golfe du Saint-Laurent durant l'été	34
19	Isopycnes dans la partie amont de l'estuaire durant le printemps	35
20	Distribution transversale des propriétés de l'eau sur le plateau Scotian durant l'été	36
21	Distribution transversale des propriétés de l'eau sur le plateau Scotian durant l'hiver	37

22	Profils verticaux représentatifs de densité sur le plateau Scotian et dans la baie de Fundy	38
23	Zones de brassage dans le golfe du Maine et la baie de Fundy	42
24	Isopycnes sur le plateau Scotian durant l'été	44
25	Isopycnes dans la baie de Fundy et le golfe du Maine durant l'été	45
26	Profils verticaux représentatifs de densité dans la baie d'Hudson	47
27	Isopycnes dans la baie d'Hudson	48
28	Carte de localisation des profils de densité dans l'archipel Arctique	49
29	Photo aérienne de la baie à l'est du cap Warrender, détroit de Lancaster	52
30	Profils de densité pour les emplacements 1 à 4 de la figure 29	53
31	Profils de densité pour les emplacements 5 à 8 de la figure 29	54
32	Isopycnes dans l'archipel Arctique canadien - détroits du Nord	55
33	Isopycnes dans l'archipel Arctique canadien - détroits du Sud et passage du Nord	56
34	Bathymétrie et profils de densité type dans le sud-est de la mer de Beaufort	58
35	Isopcynes dans le sud-est de la mer de Beaufort - 1974	60
36	Isopcynes dans le sud-est de la mer de Beaufort - 1975	61
37	Emplacements de profils verticaux de densité représentatif de la côte pacifique	65
38	Isopycnes dans le détroit de Juan de Fuca durant l'été	66
39	Profils de densité représentatifs de la côte pacifique du Canada	67
40	Coupes du détroit de Juan de Fuca et du détroit de Géorgie avec isopyçnes	68
41	Isopycnes dans le détroit de Géorgie	70
42	Isopycnes dans le détroit et le bassin de la Reine-Charlotte, de mai à septembre	73

43	Isopycnes dans le détroit de la Reine-Charlotte et le bassin de la Reine-Charlotte, d'octobre à avril	74
44	Isopycnes dans le détroit d'Hécate et l'entrée Dixon, de mai à septembre	75
45	Isopycnes dans le détroit d'Hécate et l'entrée Dixon, d'octobre à avril	76
46	Isopycnes dans les eaux du large, de mai à septembre	78
47	Isopycnes dans les eaux du large, d'octobre à avril	79

1 INTRODUCTION

1.1 Facteurs de non-flottabilité du pétrole

Il ressort historiquement du comportement des déversements accidentels de pétrole que, dans certaines conditions environnementales, le pétrole peut s'enfoncer sous la surface. En 1966, un pétrolier endommagé, le Anne Mildred Brovig, a déversé dans la Mer du Nord 125 000 barils de pétrole brut iranien qui ont disparu avant que les équipes de nettoyage ne puissent se rendre sur les lieux. Après la collision de deux pétroliers dans la baie de San Francisco en 1971, du mazout lourd C s'est mélangé rapidement à l'eau près du fond et a été transporté de manière indépendante de la nappe en surface. Suite au naufrage de l'Amoco Cadiz en 1978, de l'huile a été trouvée émulsifiée de façon homogène dans toute la colonne d'eau, contaminant les sédiments de fond. Pendant qu'ils surveillaient l'éruption du puits Hastab 6, au large de l'Arabie Saoudite, des plongeurs ont déclaré avoir vu des couches de pétrole en suspension à plusieurs mètres sous la surface.

Le présent document a pour objet de fournir des renseignements sur les endroits où du pétrole déversé accidentellement pourrait s'enfoncer dans les eaux territoriales canadiennes. Puisque la densité des pétroles bruts varie entre 0,75 et 1,0 et que celle de l'eau de mer varie entre 1,000 et 1,030, presque tous les pétroles bruts et tous les produits raffinés à l'exception des huiles résiduelles les plus lourdes, devraient en principe flotter en mer.

L'exposition aux intempéries du pétrole déversé accidentellement augmente en général sa densité. Dès qu'il est émulsifié d'eau de mer, le pétrole voit sa densité augmenter proportionnellement à la quantité d'eau de mer qu'il contient. L'évaporation et la dissolution éliminent préférentiellement les fractions les plus légères jusqu'à des points d'ébullition d'environ 370 °C. La dégradation bactérienne élimine de façon préférentielle les paraffines qui sont les fractions les plus légères, ce qui concourt à augmenter encore la densité. De plus, en raison même du poids des cellules bactériennes, la densité de la masse de bactéries et de pétrole augmente. Spooner (1971) a rapporté que des bactéries ont produit dans des expériences en laboratoire un mélange capable à peine de flotter et qu'après plusieurs semaines, presque tout le pétrole s'est retrouvé au fond, mélangé à des masses bactériennes. Kinney et coll. (1969) ont observé le même phénomène avec du pétrole émulsifié d'eau en milieu naturel. Jordan et Payne (1980) ont décrit un exemple: du brut du Koweit et du pétrole lourd iranien de même masse volumique initiale de 0,869 g/ml ont, après exposition aux intempéries, produit des résidus de 1,023 g/ml et 1,027 g/ml respectivement.

Tant que la masse volumique du pétrole déversé accidentellement est inférieure à 1,0 g/ml, le pétrole tend à flotter, mais dès qu'elle dépasse ce chiffre, le pétrole peut cesser de flotter selon les conditions océanographiques. Le présent rapport traite des conditions qui font diminuer la densité de l'eau de mer et qui tendent donc à empêcher le pétrole de flotter. La masse volumique de l'eau de mer dépend de sa température et de sa salinité; elle varie entre 1,00 g/ml et 1,03 g/ml. Les principaux processus qui peuvent réduire la densité de l'eau de surface sont abordés dans les sections qui suivent avant d'être analysés en détail dans les chapitres portant sur les côtes de l'Atlantique, de l'Arctique et du Pacifique.

1.1.1 **Salinité.** - Les grandes variations de densité de l'eau de mer (jusqu'à 3 p. 100) peuvent résulter, dans des zones localisées, d'une baisse de salinité due à un apport d'eau douce. Les deux principales sources d'eau douce dans les régions côtières canadiennes sont l'écoulement des cours d'eau et la fonte des glaces:

a) Écoulement des cours d'eau. - Les cours d'eau introduisent de l'eau douce dans les régions côtières à la hauteur de leurs estuaires. Un schéma des quatre catégories d'estuaires est présenté à la figure 1. La densité a un comportement semblable à la distribution de la salinité indiquée. La nature d'un estuaire dépend du débit du cours d'eau et de la profondeur du chenal. Le volume des apports d'eau douce varie saisonnièrement et peut donner lieu à des mouvements vers l'amont ou vers l'aval dans la distribution longitudinale de la densité.

Dans la figure 1, le type A montre un mouvement net de l'eau vers le large à toutes les profondeurs, sa densité étant uniforme sur toute la profondeur. Ceci se produit seulement dans les estuaires très peu profonds où le mélange, résultant du frottement de l'eau en mouvement sur le fond, s'étend jusqu'en surface. Dans un déversement accidentel, le pétrole de faible densité aura tendance à se déplacer vers la mer en surface. Le pétrole suffisamment dense pour s'enfoncer se dirigera aussi vers la mer.

Le type B montre un mouvement net vers la mer en surface et vers l'intérieur en profondeur. Le pétrole en surface sera transporté vers la mer. Puisqu'il existe maintenant un gradient vertical de densité, du pétrole de densité intermédiaire peut se déposer sur une surface de densité pour être transporté vers l'amont.

Le type C, ou type fjord, consiste en un système de deux couches distinctes avec mouvement vers la mer de la couche en surface, légère remontée vers l'amont à la limite et couche profonde relativement isolée. Puisque la limite entre les deux couches est bien définie, le pétrole de densité intermédiaire peut s'y maintenir. Le pétrole très dense s'enfoncera jusque dans la couche de fond et bougera peu.

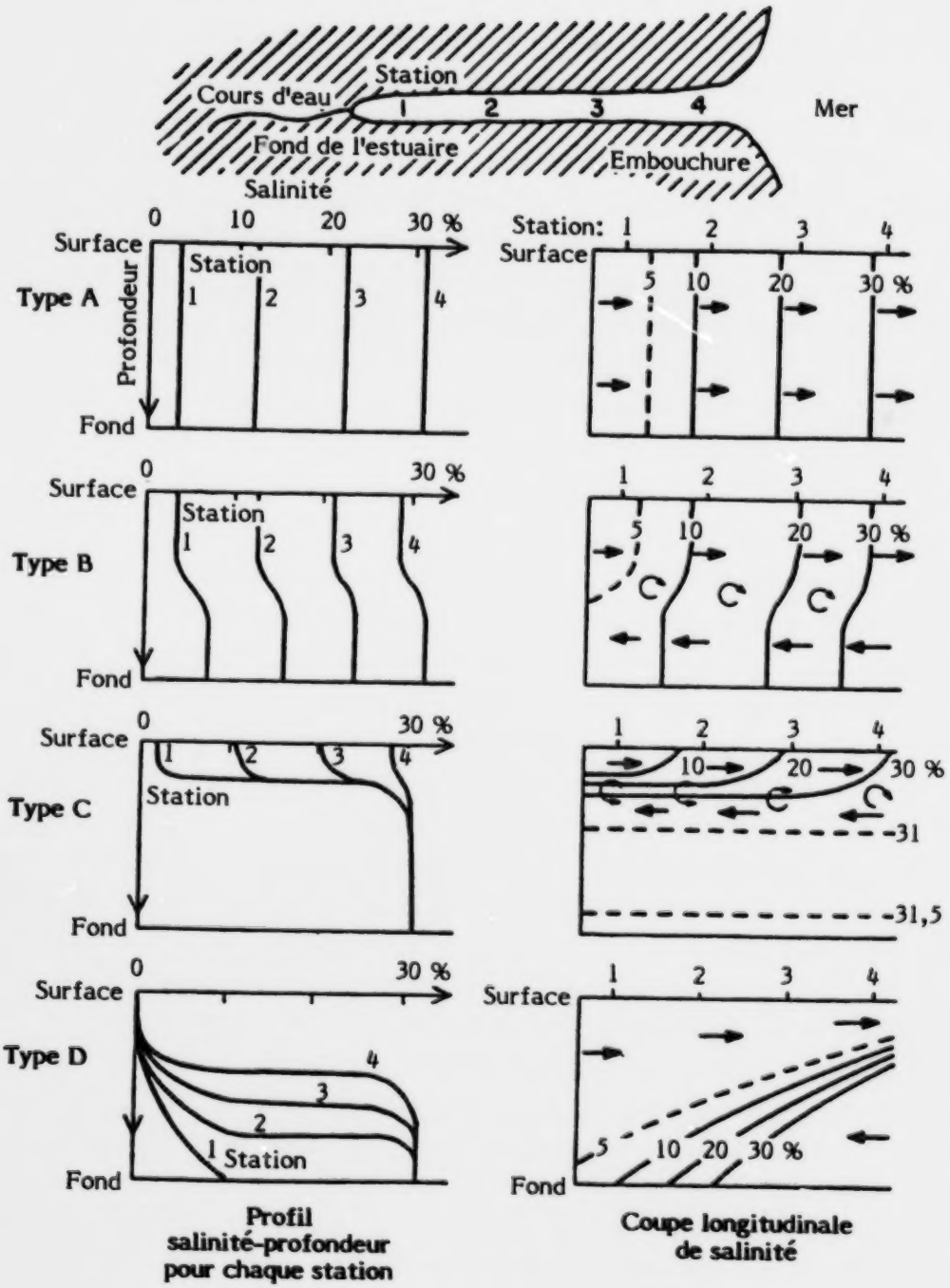


FIGURE 1 PROFILS SALINITÉ-PROFONDEUR ET COUPES LONGITUDINALES DE SALINITÉ TYPES DANS LES ESTUAIRES (Pickard, 1975)

Le type D, ou type coin salé, est caractéristique des cours d'eau de grand débit où une couche d'eau douce distincte peut se maintenir en surface. Dans ces estuaires, le pétrole de densité intermédiaire s'accumule au pied du coin salé, peu importe où il se sépare dans l'estuaire. Le polluant s'enfonce sous la couche superficielle, et, s'il est plus léger que l'eau au centre du coin salé, remonte l'estuaire jusqu'à ce que la densité de l'eau soit assez faible pour qu'il s'enfonce à la pointe du coin salé ou près de celle-ci.

b) Fonte des glaces. - Aux hautes latitudes, le gel saisonnier des eaux superficielles et la fonte des glaces au printemps et en été causent d'importants changements dans la distribution de la densité en surface. La fonte des glaces produit une couche peu profonde d'eau douce au-dessous de laquelle la densité augmente rapidement. Des ondes saisonnières d'eau douce de fonte peuvent se propager sur de grandes distances. Sur la côte est du Canada, on a retracé la signature du détroit d'Hudson, le long de la plate-forme continentale du Labrador, jusqu'aux Grands Bancs de Terre-Neuve, bien qu'à cet endroit l'effet sur la densité soit minime, comparé à celui de la température.

1.1.2 Température. - Le long des côtes atlantique et pacifique du Canada, à l'exception de quelques zones très localisées près de l'embouchure de cours d'eau, les changements dans la température près de la surface dus au réchauffement solaire saisonnier sont à l'origine de la plupart des fluctuations saisonnières de densité qu'on peut observer. Aux hautes latitudes, l'intensité de ces changements saisonniers est moindre.

La figure 2 montre des répartitions saisonnières types de la température près de la surface, qui entraînent des changements de masse volumique atteignant 5 mg/ml ou 0,5 p. 100. La zone de diminution rapide de la température avec la profondeur est appelée la thermocline. Les différentes répartitions d'une saison à l'autre tiennent à des équilibres différents entre l'effet de stratification dû au réchauffement solaire et l'effet de brassage dû aux vents. En hiver (profil de mars), il y a peu de réchauffement solaire et beaucoup de vent, ce qui donne lieu à une couche de surface bien mélangée (uniforme) et froide (dense) qui s'étend jusqu'au fond ou jusqu'à une thermocline permanente. Du printemps à l'été, le réchauffement solaire augmente, les vents diminuent, et une couche superficielle peu épaisse et chaude se forme, produisant une thermocline saisonnière. Pendant que cette stratification s'établit, il devient plus difficile pour les vents de brasser la colonne d'eau. En automne, le réchauffement solaire diminue, et les eaux superficielles commencent à perdre leur chaleur par rayonnement dans l'air susjacent plus froid. La densité de l'eau à la surface augmente, et cette dernière s'enfonce, produisant un brassage convectif.

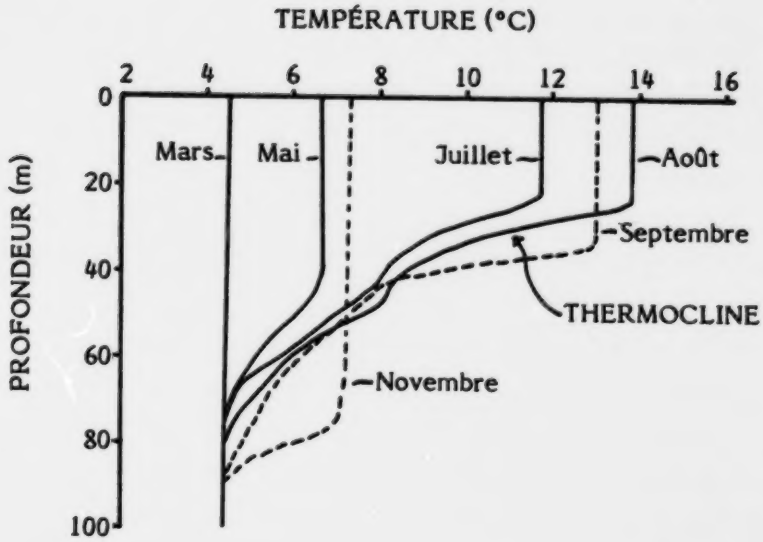


FIGURE 2 RÉPARTITION SAISONNIÈRE TYPE DES TEMPÉRATURES DES EAUX EN SURFACE SUR LES CÔTES ATLANTIQUE ET PACIFIQUE

Entretemps, la force du vent et l'effet des vagues augmentent ce qui, avec la convection, fait descendre la thermocline et diminuer la température moyenne de la couche de surface mélangée. La perte de chaleur par rayonnement diminue à mesure que la température de l'eau s'approche de celle de l'air. Ce processus continue jusqu'à ce que l'épaisseur de la couche superficielle de mélange atteigne la profondeur limite de l'effet éolien ou la profondeur maximale de brassage convectif. Ce processus annuel recommence au printemps.

En général, l'effet de la température sur la densité est moins important que celui de la salinité, mais beaucoup plus généralisé, causant des changements saisonniers d'environ 0,3 p. 100 (maximum 0,5 p. 100) dans la densité de l'eau de mer au large des côtes orientale et occidentale. L'effet de la température est plus faible sur la côte arctique car les variations de température de l'eau de mer sont moindres et parce que les fluctuations à basse température ont un moindre effet sur la densité.

1.1.3 **Processus de perturbation ou de mélange.** - Les prévisions de la densité en fonction de la température et de la salinité peuvent être modifiées par divers processus de mélange.

a) Remontées et descentes d'eau marine. - Dans l'hémisphère nord, les courants de surface modifiés par le vent ont une direction nette, intégrée verticalement,

de 90° dans le sens horaire par rapport à la direction du vent. Lorsque le vent souffle le long de la côte avec la terre à sa droite, les eaux en surface "sont poussées" contre la rive. Comme les eaux côtières et superficielles sont généralement moins denses, ceci a pour résultat la concentration et l'enfoncement (descente) de l'eau moins dense près du rivage. En été, les vents dominants du sud produisent cet effet le long des rives occidentales des principales côtes orientées nord-sud. Dans de telles conditions, il arrive que le pétrole se concentre et cesse de flotter.

Le processus inverse est la remontée d'eau marine qui se produit chaque fois que des eaux en surface sont chassées loin d'un obstacle ou lorsque des eaux profondes sont poussées vers un obstacle et n'ont d'autres choix que de remonter. Puisque la densité tend normalement à augmenter avec la profondeur, il en résulte qu'on observe en surface des densités supérieures à la normale près de l'obstacle.

b) Fronts. - Les fronts sont des zones de changement rapide de la distribution horizontale des propriétés de l'eau. Ils s'étendent habituellement sur des largeurs inférieures à 10 km en haute mer, et de quelques mètres à peine dans certaines zones comme les estuaires. Ils sont souvent associés à un changement d'inclinaison de surfaces d'égale densité allant de l'horizontale à une inclinaison presque verticale. Des fronts peuvent aussi apparaître aux limites entre des eaux de diverses sources et des remontées d'eau marine. Dans les estuaires ou les mers peu profondes, des fronts peuvent s'établir entre de l'eau brassée verticalement d'un côté et de l'eau stratifiée de l'autre. La circulation près des fronts peut présenter des convergences et des descentes d'eau marine permettant la concentration d'objets légers ou flottants.

c) Courants et marées. - Les courants et les marées peuvent produire un brassage vertical (c.-à-d. perturber une eau stratifiée) dû au frottement sur le fond ou entre couches en mouvement relatif. Dans les zones peu profondes, ce frottement sur le fond peut avoir pour résultat une colonne d'eau uniforme (par exemple sur un banc peu profond ou dans des estuaires de type A). Dans des zones de grand marnage, comme dans la baie de Fundy, des fronts marins peu profonds peuvent s'établir entre des eaux bien brassées et des eaux stratifiées à des endroits souvent liés à des caractéristiques bathymétriques spécifiques. Les marées causent alors un mouvement périodique de va-et-vient des isolignes des différents paramètres, favorisant le brassage horizontal. Et la circulation d'eaux de densités différentes les unes sur les autres tend à atténuer le changement brusque de densité à l'interface en changement graduel.

d) Lignes de marées. - Les lignes de marées sont des lignes de convergence de l'eau superficielle, qui s'établissent souvent à la rencontre de courants opposés. Les

surfaces isopycnes (c.-à-d. les surfaces d'égale densité) ont généralement une forte pente à cet endroit, ce qui facilite le mouvement vertical de l'eau. Des deux masses d'eau séparées par la ligne de marée, l'une s'enfonce sous l'autre, et les débris qui flottent se concentrent en surface. Tout pétrole de flottabilité neutre dans la masse d'eau la moins dense peut s'enfoncer le long de la ligne de marée.

e) Courants de densité. - Les courants de densité les plus fréquents sont les courants de marée qui pénètrent dans des passes à marée montante. L'eau marine de densité élevée, apportée dans l'embouchure de la passe par la marée, descend jusqu'à une profondeur d'équilibre dans la passe. Une zone de convergence peut s'établir là où le courant de densité quitte la surface. De même qu'avec la ligne de marée, cette convergence favorise la concentration des débris en surface, y compris le pétrole qui flotte. Le pétrole de flottabilité neutre est entraîné dans le courant descendant.

f) Vagues internes. - Les surfaces isopycnes dans une pycnocline (c.-à-d. une zone d'augmentation rapide de la densité avec la profondeur) peuvent décrire des oscillations verticales semblables à celles des vagues en surface. Ces "vagues internes" sont moins fortes et plus longues que les vagues en surface et sont souvent générées le long de limites. Par exemple, le mouvement de la marée au-dessus d'un fond dont la profondeur change rapidement, comme au-dessus du rebord de la plate-forme continentale, agit comme un coup de pagaie qui va et vient et génère des vagues internes. Des vagues internes peuvent causer un déplacement vertical de 10 m à 20 m de la pycnocline. Tout objet, ou fluide, se trouvant dans la pycnocline ou sur celle-ci, décrit alors un mouvement semblable. Ce mouvement ne se devine aucunement à la surface de la mer.

Des zones de convergence se développent dans les dépressions des vagues internes. La couche superficielle moins dense s'y creuse et toute matière de flottabilité neutre s'y enfonce. Ces zones de convergence attirent le pétrole de flottabilité neutre se trouvant en surface ou juste au-dessous de la surface.

g) Circulation de Langmuir. - Les cellules de circulation de Langmuir seraient le résultat d'une interaction entre la dérive de Stokes induite par les vagues (due à la non fermeture des vitesses orbitales des vagues) et les courants superficiels modifiés par le vent. Des bandes alternées de convergence et de divergence se développent sur des dizaines de mètres. Elles se manifestent par des traînées de mousse et de débris alignés comme des andains dans la direction du vent. Comme d'autres zones de convergence, elles favorisent la concentration de toute matière flottante. Du pétrole de flottabilité neutre s'enfoncerait dans une zone de convergence pour ne réapparaître qu'à proximité dans la zone de divergence au sommet de la remontée d'eau. Le déplacement se fait dans le sens

du vent, mais en tire-bouchon. Comme la plage des vitesses du vent dans laquelle on observe ces trainées est limitée et que la présence de pétrole en surface peut nuire à leur formation, ce phénomène influence rarement le comportement d'une nappe de pétrole lors d'un déversement accidentel.

2 LA CÔTE ATLANTIQUE

La côte atlantique du Canada est caractérisée par sa bathymétrie variable et par de forts courants qui s'étendent parfois sur de très longues distances. La limite de 200 milles des eaux territoriales s'approche souvent de la bordure du plateau continental, située là où la profondeur passe soudainement de 200 mètres environ à plusieurs milliers de mètres. Cette discontinuité est souvent le lieu où se rencontrent des masses d'eau différentes, s'établissent des fronts et meurent de forts courants. À cause de la grande étendue de la côte du nord au sud, il faut comprendre comment la latitude influe sur les processus saisonniers, comme le réchauffement solaire, qui déterminent les propriétés hydrographiques locales et modifient les propriétés de l'eau se déplaçant vers le nord ou le sud.

La circulation générale le long de la côte atlantique est résumée à la figure 3. La présence de tourbillons tient à des contraintes bathymétriques et aux effets de la force de Coriolis sur les courants. Le mélange avec des eaux adjacentes et les changements dans le réchauffement solaire avec la latitude peuvent modifier les propriétés d'origine de l'eau transportée par les courants. Les traits bathymétriques locaux peuvent perturber le courant, causer un brassage vertical et changer la stratification de la colonne d'eau. L'écoulement local des cours d'eau peut adoucir la couche superficielle suffisamment pour en modifier sensiblement la densité.

La côte est du Canada peut être divisée en cinq régions pour fins d'analyse:

a) la baie Baffin, qui appartiendrait peut-être davantage à l'Arctique de par sa position géographique, mais qui est incluse ici à cause de la continuité de ses eaux et de son réseau de courants avec la plate-forme du Labrador;

b) la plate-forme du Labrador avec son réseau de forts courants et l'influence polaire sur l'hydrographie;

c) les Grands Bancs et le Bonnet Flamand dont la topographie influe sur les structures verticales et horizontales de la densité;

d) le golfe du Saint-Laurent, seule région dont la circulation et l'hydrographie sont fortement déterminées par l'apport d'eau douce des rivières; et

e) le plateau Scotian et la baie de Fundy, où les marées et le mélange de diverses eaux créent de nombreux phénomènes liés à la densité comme des fronts, des remontées d'eau marine, des tourbillons, etc.

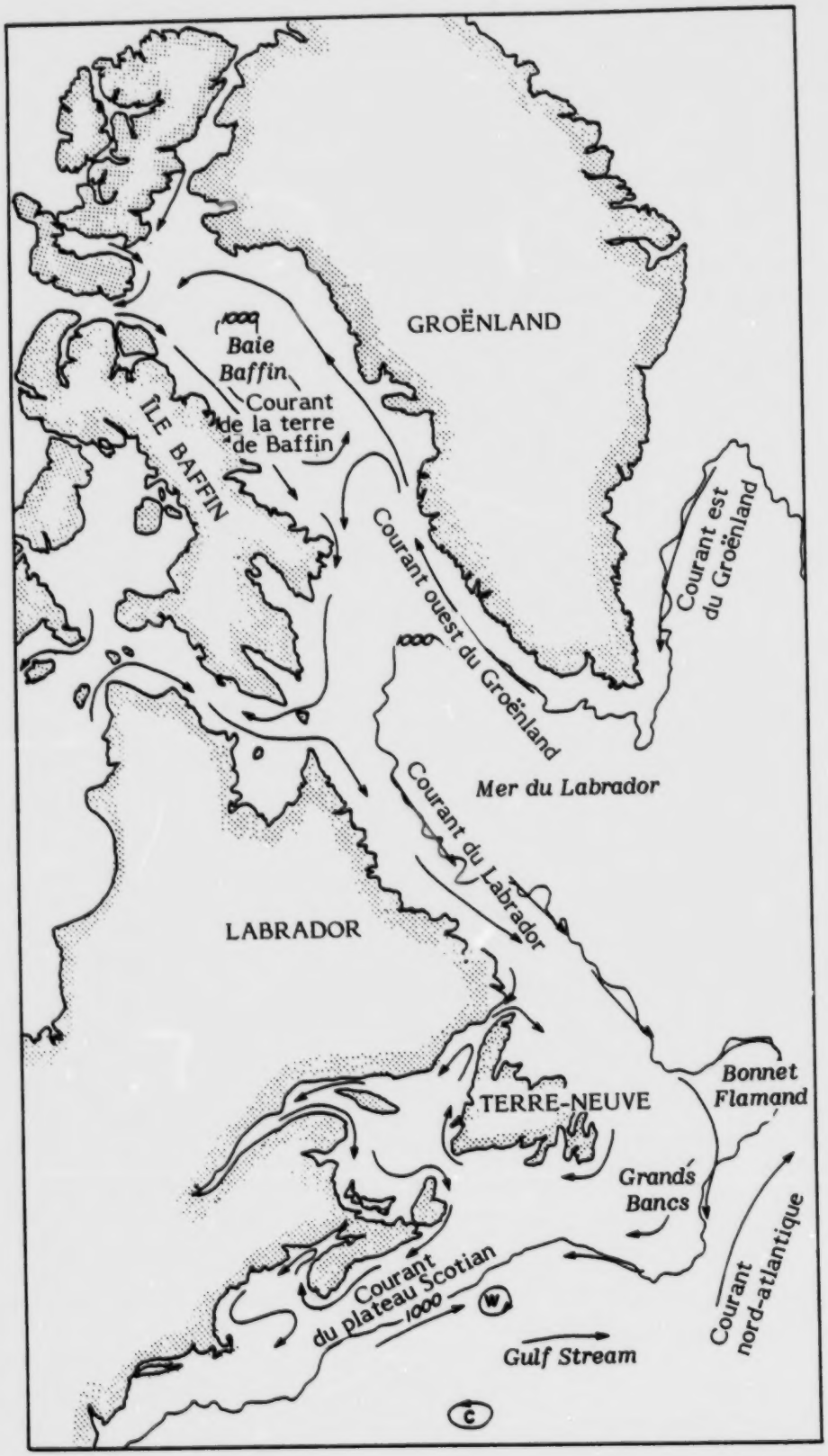


FIGURE 3 DIRECTION GÉNÉRALE DES COURANTS LE LONG DE LA CÔTE ATLANTIQUE DU CANADA

2.1 La baie Baffin

La baie Baffin est un bassin profond (atteignant jusqu'à 2400 m), limité par de larges bancs peu profonds s'étendant sur 400 km depuis la côte du Groënland et une plate-forme étroite (de moins de 200 m de profondeur) qui longe l'île Baffin. Un seuil à 700 m sépare le bassin de la mer du Labrador au sud, tandis que plusieurs chenaux y entrent au nord.

Au sud du détroit de Lancaster, la circulation générale décrit un immense tourbillon cyclonique (c'est-à-dire anti-horaire) en surface avec peu ou pas de circulation en dessous de 1000 m. Les eaux en surface sont très marquées par l'écoulement des cours d'eau du Groënland, et des langues de faible salinité peuvent être observées le long de la côte. Dans le nord de la baie Baffin, le courant ouest du Groënland (27,65 σ_t à 27,8 σ_t), centré sur la pente, est lent et dérive vers l'ouest. Il s'avance plus ou moins loin au nord d'une année à l'autre. Il rencontre l'eau arctique (<0 °C, 32,5 à 33,7 p. 1000, 26,2 σ_t à 27,1 σ_t) du Nord, formant ainsi le courant de Baffin. Il pénètre dans le détroit de Lancaster puis continue vers le sud le long de la côte de l'île Baffin et se concentre le long du rebord du plateau continental. Ce courant transporte de l'eau arctique froide, moins saline (0 °C à 2 °C, 33,7 à 34,5 p. 1000, 27,1 σ_t à 27,6 σ_t) dans les 300 mètres supérieurs.

À l'entrée du détroit de Davis, une partie du courant de Baffin tourne vers l'est, fermant le tourbillon, et se mélange à l'eau arrivant de l'Atlantique. Cette circulation établit une couche superficielle de 0 m à 25 m de profondeur, qui est sujette aux conditions climatiques et glacielles locales (-1,0 °C à 5,0 °C, 25 à 33,5 p. 1000, 20 σ_t à 27 σ_t), au-dessus d'une couche supérieure d'eau froide arctique (de 25 m à 300 m d'épaisseur). La couche superficielle de 25 m est extrêmement variable, d'après des observations récentes des conditions climatiques et glacielles.

L'eau au nord du détroit de Lancaster est presque exclusivement de l'eau arctique. Dans l'est, cette eau arctique est formée localement (jusqu'à 150 m en hiver), résultant du gel qui libère le sel, donc augmente la densité de la couche superficielle et la rend instable. À l'ouest, l'eau arctique provient des détroits de Smith, de Jones et de Lancaster. Dans cette région et au sud du détroit de Smith, on trouve "l'Eau du Nord". Il s'agit d'une grande clairière d'eau libre de glace (c'est-à-dire un vaste "lac" entouré de pack) qui persiste pendant tout l'hiver, probablement issue du dégagement mécanique de la glace par les vents et les courants et de la rétention de la glace par les barrières de glace au nord. En été, on y retrouve souvent les eaux superficielles les plus chaudes (jusqu'à 5 °C) à cause du réchauffement solaire de la surface libre de glace, mais les densités restent élevées à cause des fortes salinités ($\approx$26,2 σ_t). La salinité est le principal facteur

contrôlant la densité dans l'Arctique, compte tenu des basses températures de l'eau qu'on y trouve.

2.1.1 Gradients verticaux de densité. - La figure 4 présente des profils verticaux de densité estivale représentatifs dans la baie Baffin. Une forte pycnocline s'établit parfois dans les 25 mètres supérieurs. Le profil 1 a été établi dans la région de "l'Eau du Nord" où les températures à la surface s'élevaient à 5 °C, les salinités à 33,1 p. 100 et où les densités étaient un peu réduites. D'après le profil 2, à cause d'une fonte récente de la glace, l'eau à la surface est très froide mais douce (-0,18 °C, 25,4 p. 1000), donc moins dense. La fonte de la glace diminue la température tout comme la salinité de l'eau en surface. Le profil 3 représente une situation intermédiaire où la température est de 3 °C, et la salinité, de 30,5 p. 1000. Ces pycnoclines sont très variables et localisées; elles dépendent des conditions climatiques tant locales que récentes. Une pycnocline permanente, où la densité passe de 1 σ_t à 1,5 σ_t, s'étend de 50 m à 400 m à cause de la salinité qui augmente entre les couches froides supérieures et les couches chaudes intermédiaires dans la baie Baffin. Au-dessous de 1000 m, la densité est uniforme.

2.1.2 Conditions favorisant l'enfoncement du pétrole. - Les eaux libres de glace délimitées dans le nord de la baie Baffin sont généralement très denses en surface (de 25 σ_t à 26 σ_t), ce qui est aussi vrai pour les eaux au sud du détroit de Davis (figure 5). Seul le pétrole de densité supérieure à 26 σ_t pourrait s'enfoncer dans cette région et, à moins que sa densité soit aussi inférieure à 28 σ_t, atteindre le fond. Près de la rive, des densités plus faibles peuvent être observées dans des panaches peu profonds (moins de 10 m de profondeur) provenant de sources d'eau douce (par exemple en bordure d'une masse de glace fondante). La densité au centre d'un tel panache peut atteindre moins de 20 σ_t; du pétrole de densité élevée (entre 20 σ_t et 26 σ_t) s'enfoncerait et serait piégé au fond de cette couche.

2.2 Plate-forme du Labrador

Le courant de Baffin, qui longe dans le détroit de Davis la côte est de l'île Baffin, entre en partie dans le détroit d'Hudson et peut sous l'effet des marées se mélanger complètement avec l'eau froide et peu salée de la baie d'Hudson. Cette eau quitte le détroit d'Hudson et longe la plate-forme du Labrador où elle forme une partie du courant du Labrador; elle est caractérisée par des températures inférieures à 2 °C, des salinités inférieures à 34,40 p. 1000 et des densités inférieures à 27,5 σ_t. Au-delà du rebord de la plate-forme continentale, les eaux du large sont plus chaudes et plus salines

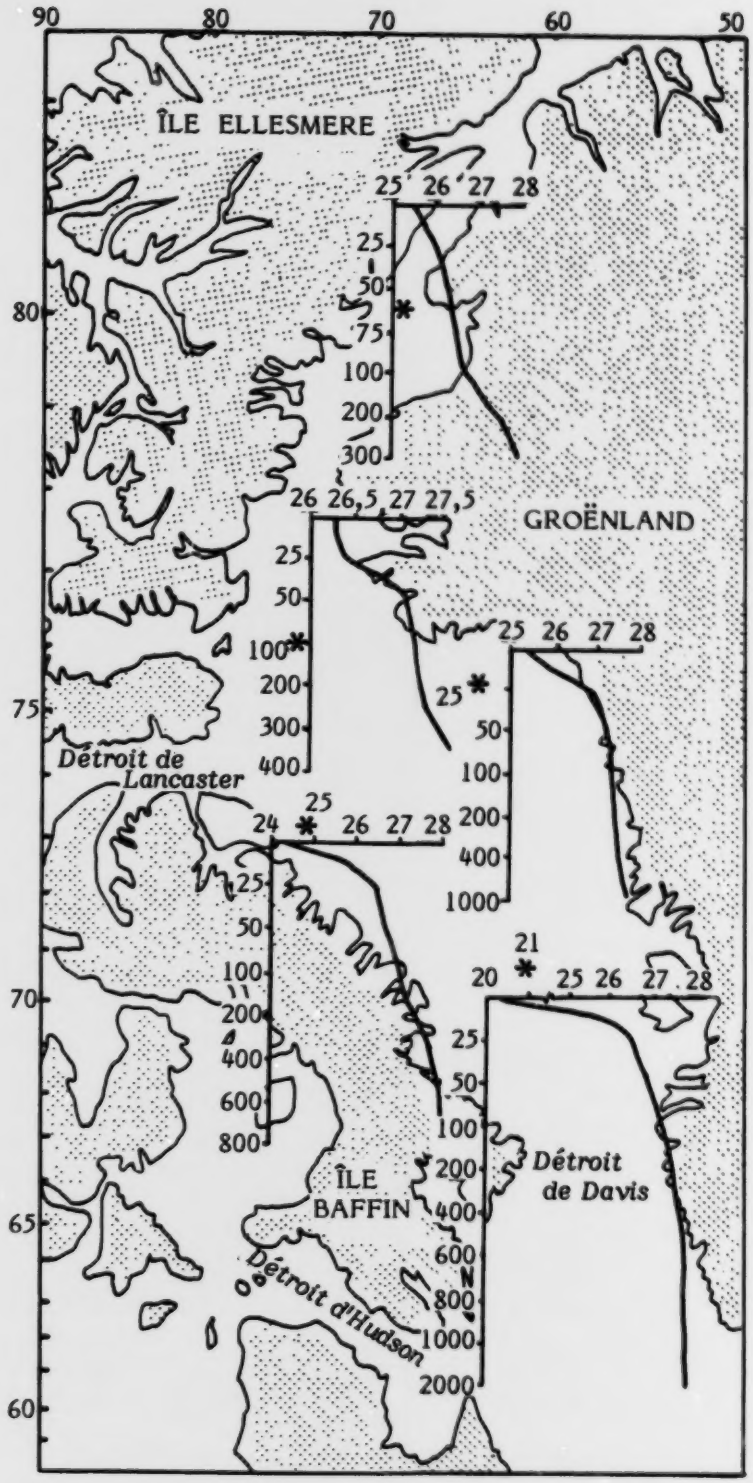


FIGURE 4 PROFILS VERTICAUX DE DENSITÉ ESTIVALE REPRÉSENTATIFS DANS LA BAIE BAFFIN

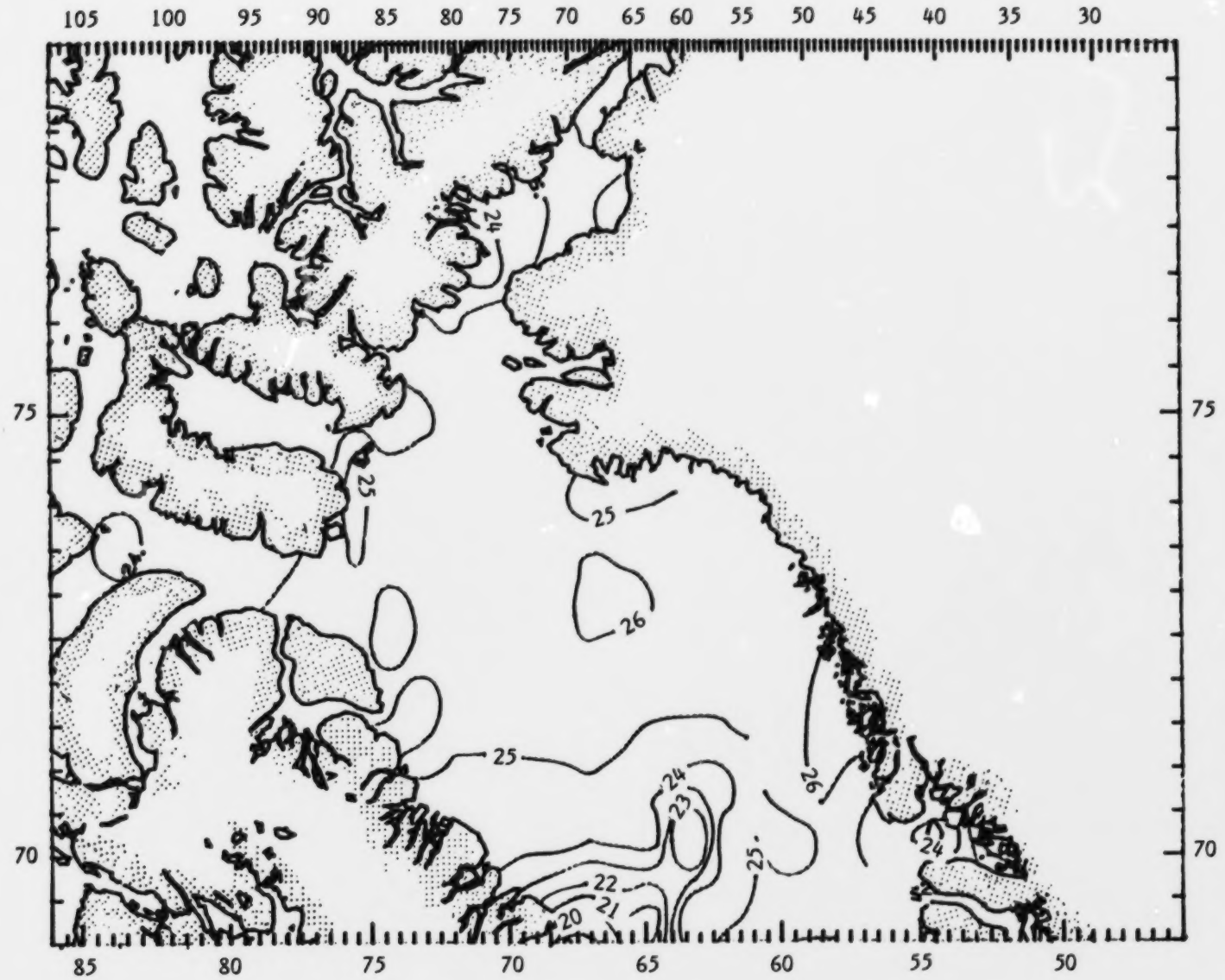


FIGURE 5 ISOPYCNES DANS LA BAIE BAFFIN

(>34,5 p. 1000, ≈27,8 σ_t) et sont formées d'un mélange des eaux de la mer du Labrador et du courant ouest du Groënland. Les figures 6 et 7 donnent respectivement la distribution, en travers de la plate-forme, des propriétés de l'eau en été et quelques profils verticaux de densité. La stratification estivale s'étend sur les 100 mètres supérieurs, mais elle est moins marquée qu'aux latitudes inférieures. Les températures maximales d'été sont voisines de 7 °C près du détroit de Belle-Isle, soit légèrement supérieures à celles observées dans la baie Baffin. L'écoulement local des cours d'eau peut avoir un effet sur les eaux littorales comme l'illustre le profil le plus méridional (figure 7), qui subit l'influence du fleuve Churchill. D'autres processus à petite échelle devraient aussi se produire le long de la plate-forme continentale; toutefois, on dispose de peu de données sur cette région. Comme l'indique la figure 6, la densité augmente avec la profondeur, à cause de la stratification estivale, et horizontalement, à cause du mélange avec les eaux plus salées à l'est. Sur le rebord de la plate-forme continentale, un front dynamique se maintient entre le courant rapide du Labrador et l'eau de la mer du Labrador, où on observe à 50 m une augmentation de la température et de la salinité de 4 °C et 1 p. 1000 avec peu de changement dans la densité. Comme la plupart des courants liés à la topographie, le courant peut monter et descendre le long de la pente, décrire des méandres et, parfois, en devenant instable, produire des tourbillons.

Dans la partie centrale de la mer du Labrador, la densité de l'eau est relativement homogène, variant entre 27,7 σ en surface et 27,8 σ à 1800 m de profondeur. Le renouvellement de l'eau à cet endroit se ferait par renversement convectif en profondeur pendant les mois d'hiver. On cherche encore à établir la fréquence et le lieu du phénomène, l'eau pouvant être mélangée jusqu'à des profondeurs de 1500 m ou plus.

2.2.1 Conditions favorisant l'enfoncement du pétrole. - Les cartes pycnométriques des figures 8 (été) et 9 (automne) montrent que seul du pétrole très dense (plus de 25 σ_t) ne pourrait flotter dans cette région, sauf près du fleuve Churchill où la densité de l'eau superficielle tombe à 20 σ_t. À cet endroit, une forte augmentation de la densité à une profondeur de 10 m pourrait rendre captif du pétrole de densité comprise entre 20 σ_t et 25 σ_t. En hiver, la densité de l'eau de surface est partout supérieure à 26,5 σ_t, et la plupart des pétroles flotteraient.

2.3 Grands Bancs et Bonnet Flamand

Dans cette région, la topographie détermine la circulation qui à son tour influe sur les caractéristiques hydrographiques au-dessus et sur les côtés des bancs.

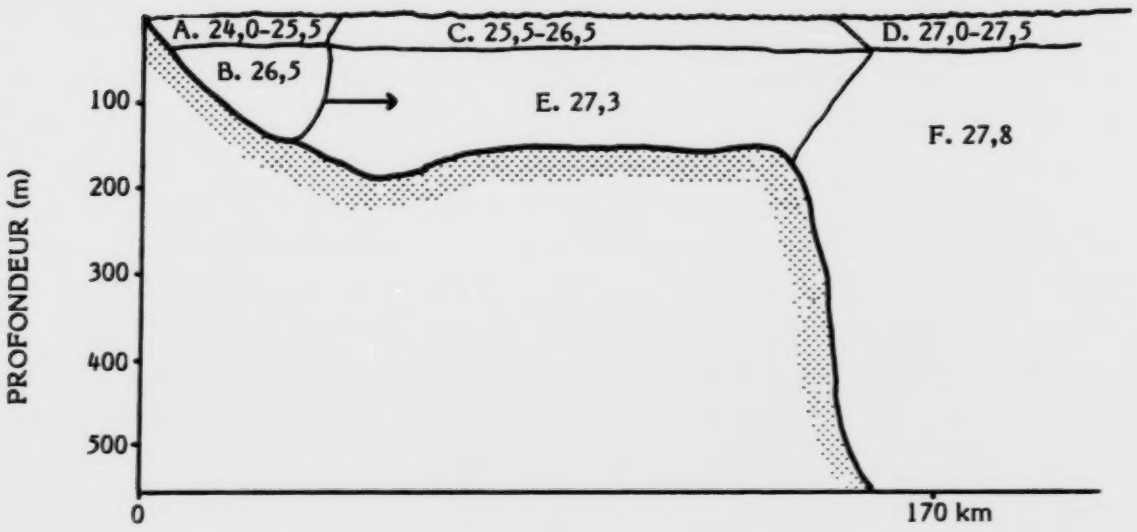


PLATE-FORME CONTINENTALE DU LABRADOR - ÉTÉ

A. Eau côtière superficielle du Labrador (4,5-6,5 °C, <32,2 %)

B. Partie côtière du courant Labrador (-1,0 °C, 32,5-33,4 %, hiver -1,77 °C, 33,1 %)

C. Eau superficielle

D. Eau superficielle au large (3-6 °C, 32,5-34 %)

E. "Eau de la mer du Labrador" (0-2 °C, 33,4-34,4 %)

F. Eau profonde au large - Eau de la mer du Labrador modifiée par le courant ouest du Groënland (>3 °C, >34,5 %)

FIGURE 6 DISTRIBUTION DE LA DENSITÉ SUR LA PLATE-FORME DU LABRADOR

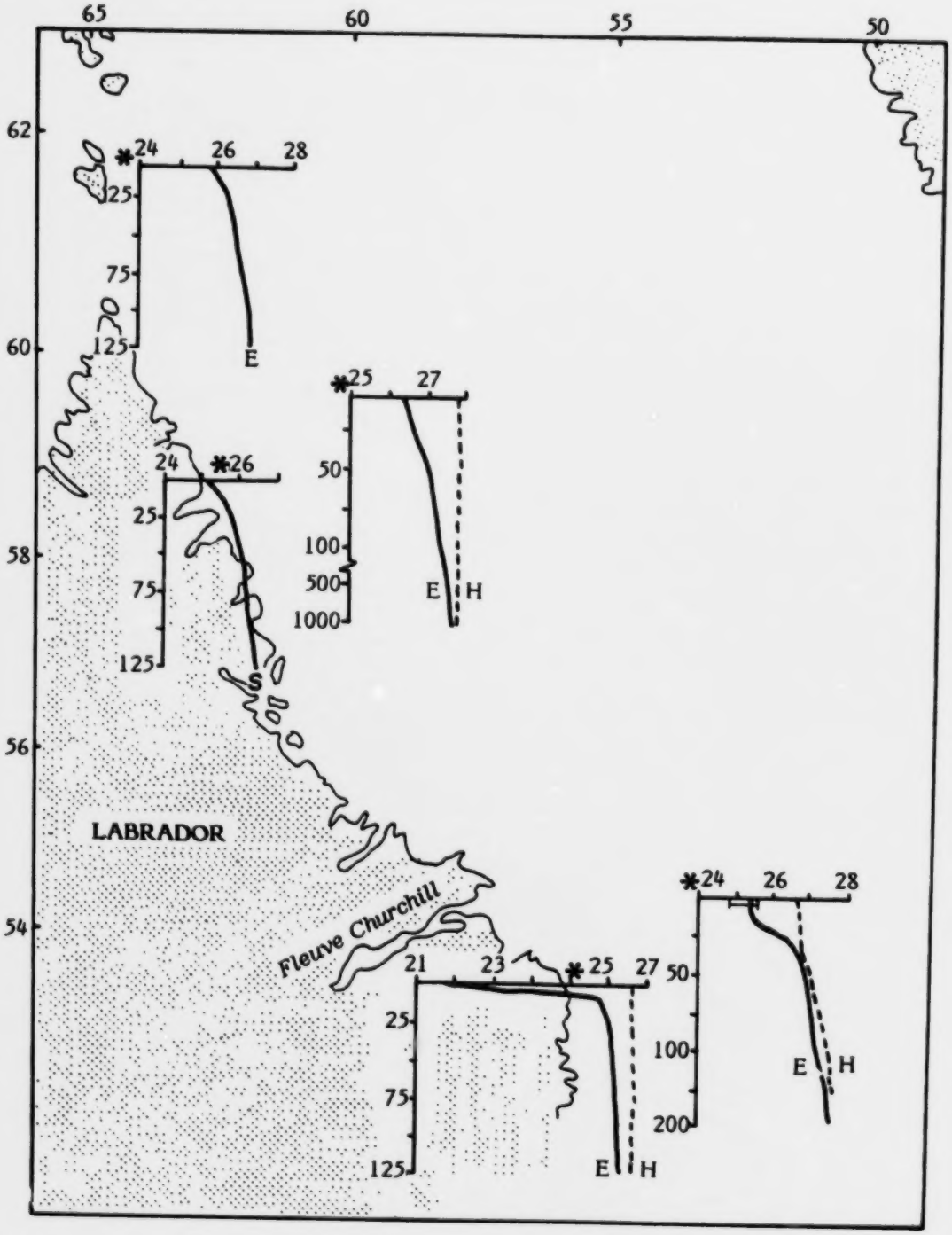


FIGURE 7 PROFILS VERTICAUX DE DENSITÉ SUR LA PLATE-FORME DU LABRADOR (E: été; H: hiver)

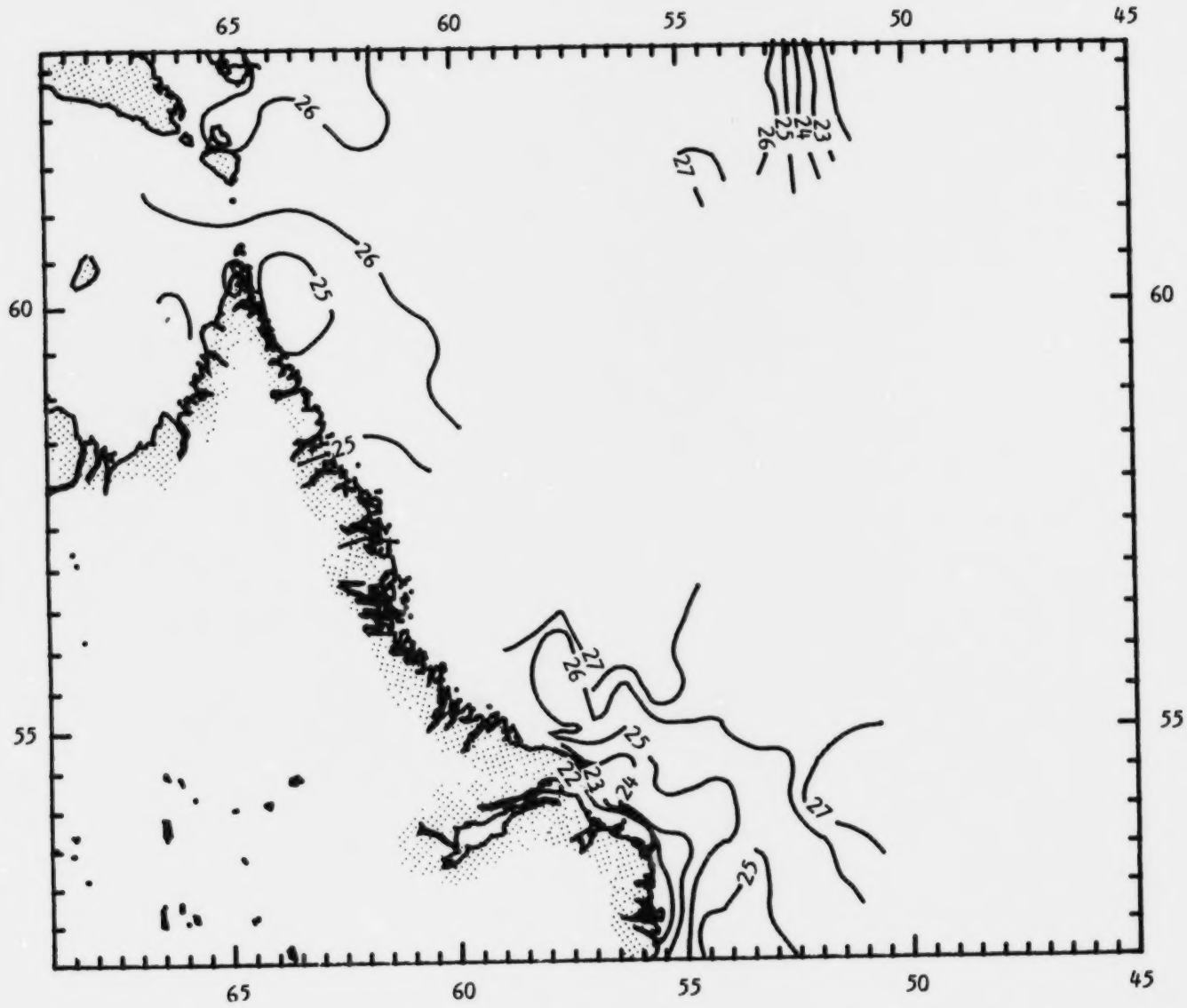


FIGURE 8 ISOPYCNES SUR LA PLATE-FORME DU LABRADOR DURANT L'ÉTÉ

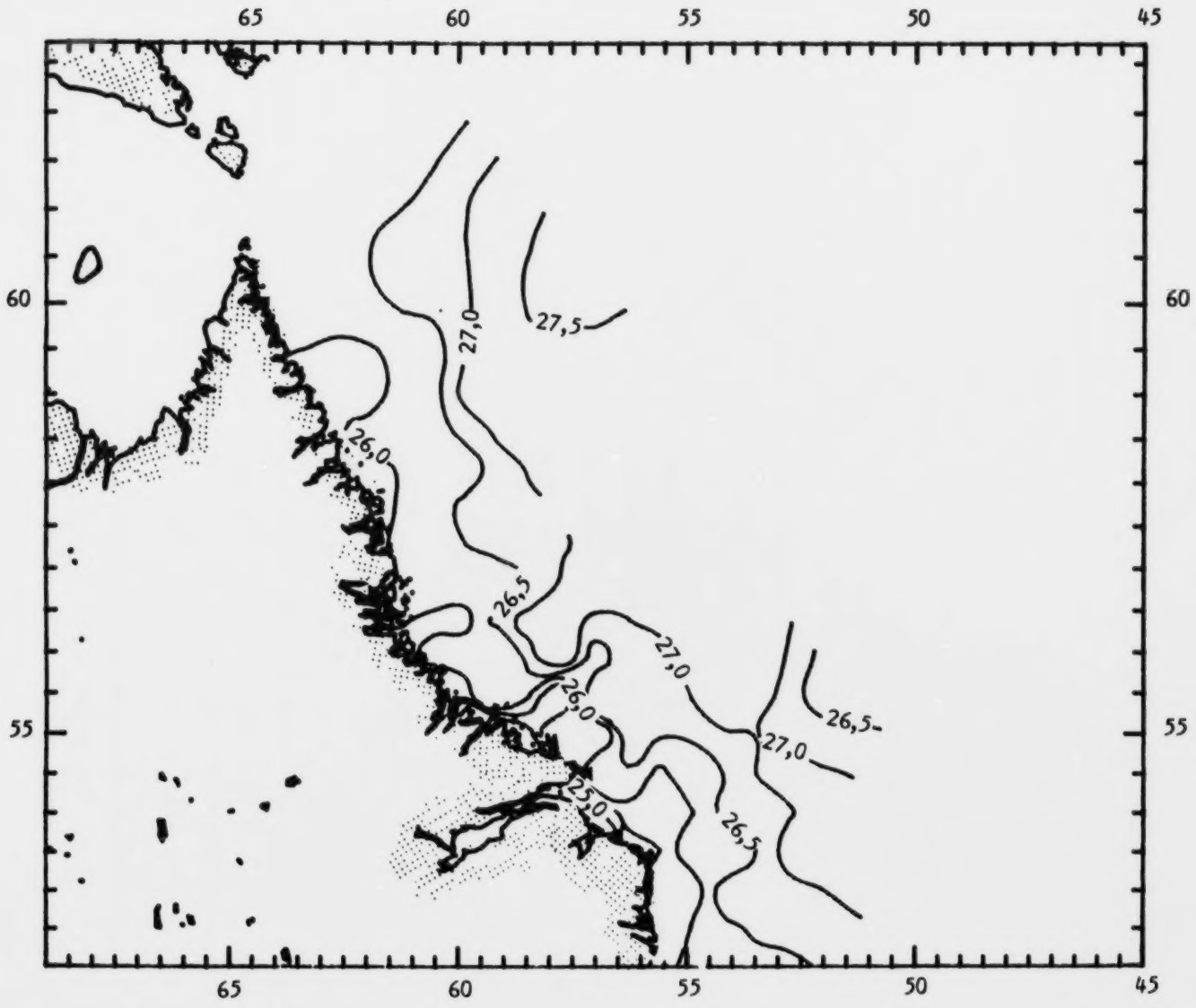


FIGURE 9 ISOPYCNES SUR LA PLATE-FORME DU LABRADOR DURANT L'AUTOMNE

La topographie perturbera tout écoulement pénétrant dans la zone. Si le dessus du banc est en eau peu profonde, un courant fort ne se déplacera pas sur le dessus du banc mais le contournera sur ses côtés en pente. Un courant sud sera sujet à la force de Coriolis d'une part et sera "dirigé" par la topographie d'autre part. À cause de cette dernière contrainte, un changement soudain des propriétés peut se produire, en bordure d'un banc, entre l'eau au-dessus du banc qui est sujette à des effets locaux, l'eau transportée par le courant, souvent sur de longues distances, et l'eau en plein océan, loin de la côte.

Un second effet possible d'un banc sur l'hydrographie tient à la moindre épaisseur d'eau au-dessus du banc. Cet effet peut exclure certains types d'eau qu'on trouve au-dessous de la profondeur maximale. Il peut accentuer le brassage vertical, produisant une colonne d'eau homogène en hiver. Si le banc est très peu profond, le brassage peut persister pendant l'été, créant sur le banc une structure verticale différente de celle des eaux profondes qui l'entourent. Les côtés du banc peuvent être le siège de vagues internes et de remontées d'eau.

Le courant du Labrador se divise, à la hauteur de Grands Bancs, en deux branches, un faible courant qui longe la côte et contourne à l'ouest la péninsule d'Avalon et un courant plus important qui contourne les bancs. Près de la queue des bancs, le courant du Labrador peut croiser le Gulf Stream se déplaçant vers le nord-est et produire un front de température important et des conditions très variables.

Sur le dessus du banc, il y a une dérive plus lente et plus diffuse vers le sud. Cette zone est très influencée par les vents locaux. En hiver, des vents peuvent mettre en mouvement toute la colonne d'eau au-dessus du banc, tandis qu'en été, à cause de la stratification, les couches de surface et de fond peuvent se comporter de manière indépendante, la première étant modifiée par le vent, et la seconde continuant à se déplacer vers le sud. De forts mouvements d'inertie (par exemple, la rotation de l'eau due à la rotation de la terre) d'une période de 16 h ainsi qu'une marée semi-diurne peuvent s'établir au-dessus du banc. La force du mouvement d'inertie est inhabituelle dans la plupart des eaux côtières et tient à des changements de direction des vents en phase avec la rotation de la terre qui accentuent le mouvement circulaire de l'eau.

2.3.1 Gradients verticaux de densité. - Les profils verticaux de densité à différents endroits sur le banc sont donnés à la figure 10. La figure 11 illustre les conditions hydrographiques moyennes de septembre (d'après toutes les données recueillies de 1910 à 1980) le long du 47^{e} parallèle nord dans la section connue sous le nom de Bonnet Flamand.

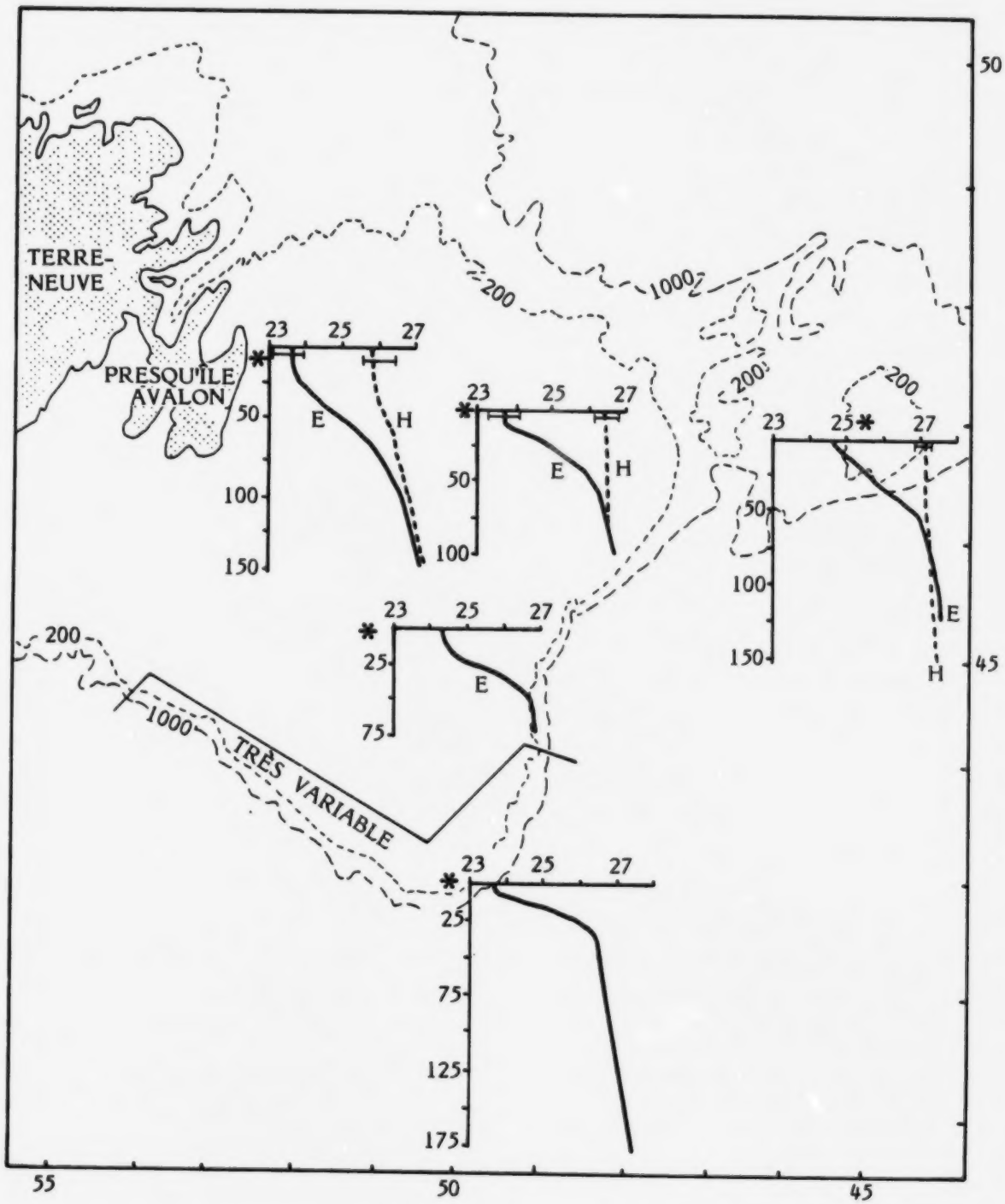


FIGURE 10 PROFILS VERTICAUX REPRÉSENTATIFS DE DENSITÉ SUR LES GRANDS BANCS (E: été; H: hiver)

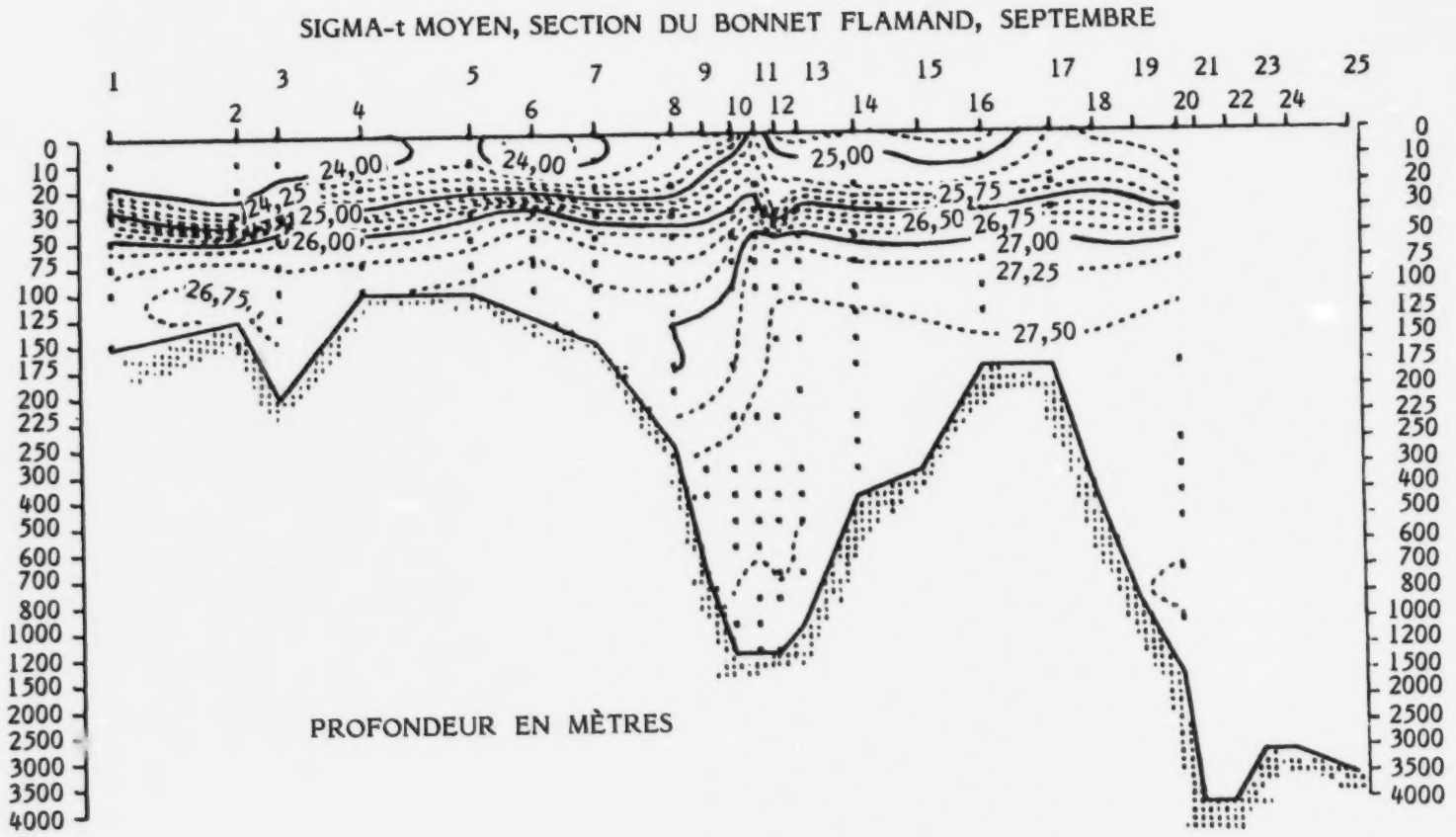


FIGURE 11 TRANSECT DE SEPTEMBRE EN TRAVERS DES GRANDS BANCS ET DU BONNET FLAMAND (Keeley, 1981)

En septembre, les changements de densité à la fois verticaux et horizontaux sont les plus marqués. Le courant du Labrador se devine, dans le transect, à la pente des isopycnes, qui sont horizontales en général, entre les stations 7 et 13. Un front est aussi bien défini au-dessus de la bordure du banc dans le transect. Les conditions hydrographiques sur la pente du banc sont liées à la force et à la position relative du courant du Labrador. Sur le dessus du banc, le signal le plus fort est saisonnier. Les températures superficielles varient de moins de 0 °C en mars (température uniforme jusqu'au fond) à 14 °C en août et septembre. La distribution de la salinité accentue la stratification de la densité avec, en été, un adoucissement en surface de 33 à 31,75 p. 100. Le transect de septembre illustre la stratification la plus forte de l'année, avec une pycnocline entre 20 m et 75 m. En été, la profondeur du banc est trop faible pour que le brassage vertical empêche la stratification; toutefois, en hiver, le renversement convectif et le brassage par le vent peuvent se répercuter jusqu'au fond. La densité a tendance à augmenter d'ouest en est le long du transect, traduisant le passage de conditions côtières à celles des eaux de l'océan Atlantique.

Si on déplace le transect plus au sud le long de la bordure du banc, on retrouve une situation très semblable avec le Bonnet Flamand en moins. À la figure 10, on peut observer des conditions extrêmes dans la région cotée très variable, où les eaux très salines et très chaudes (15 °C, 34 à 35 p. 100) du Gulf Stream décrivent le long du banc des méandres, créant un front thermique important avec l'eau du courant du Labrador. Ce front se trouve entre 42 °N et 43 °N et se déplace d'une année à l'autre selon l'étendue vers le nord du Gulf Stream et les conditions existantes dans le courant du Labrador.

2.3.2 Conditions favorisant l'enfoncement du pétrole. - Les densités des eaux en surface durant l'été et l'hiver sont représentées sous forme d'isopycnes aux figures 12 et 13. Ces courbes saisonnières montrent que seul le pétrole très dense (>24 σ_t en été et >26,5 σ_t en hiver) ne saurait flotter. En hiver, tout pétrole qui s'est enfoncé dans l'eau restera sur le fond, car la densité augmente peu avec la profondeur. En été, le pétrole ayant une densité de l'ordre de 24 σ_t à 27 σ_t peut être piégé entre deux eaux par la pycnocline saisonnière.

2.4 Golfe du Saint-Laurent

Le golfe du Saint-Laurent se distingue par l'apport en eau douce du fleuve et par son réseau de chenaux (chenaux Laurentien et Esquiman) qui marquent le fond marin de dépressions et de hauts fonds. Le golfe du Saint-Laurent peut aussi être divisé en cinq zones hydrographiques distinctes. La figure 14 est une carte de localisation de ces régions, et la figure 15 montre des profils de densité représentatifs de l'hiver et de "l'été". Les

FIGURE 12 ISOPYCNES SUR LES GRANDS BANCS DURANT L'ÉTÉ

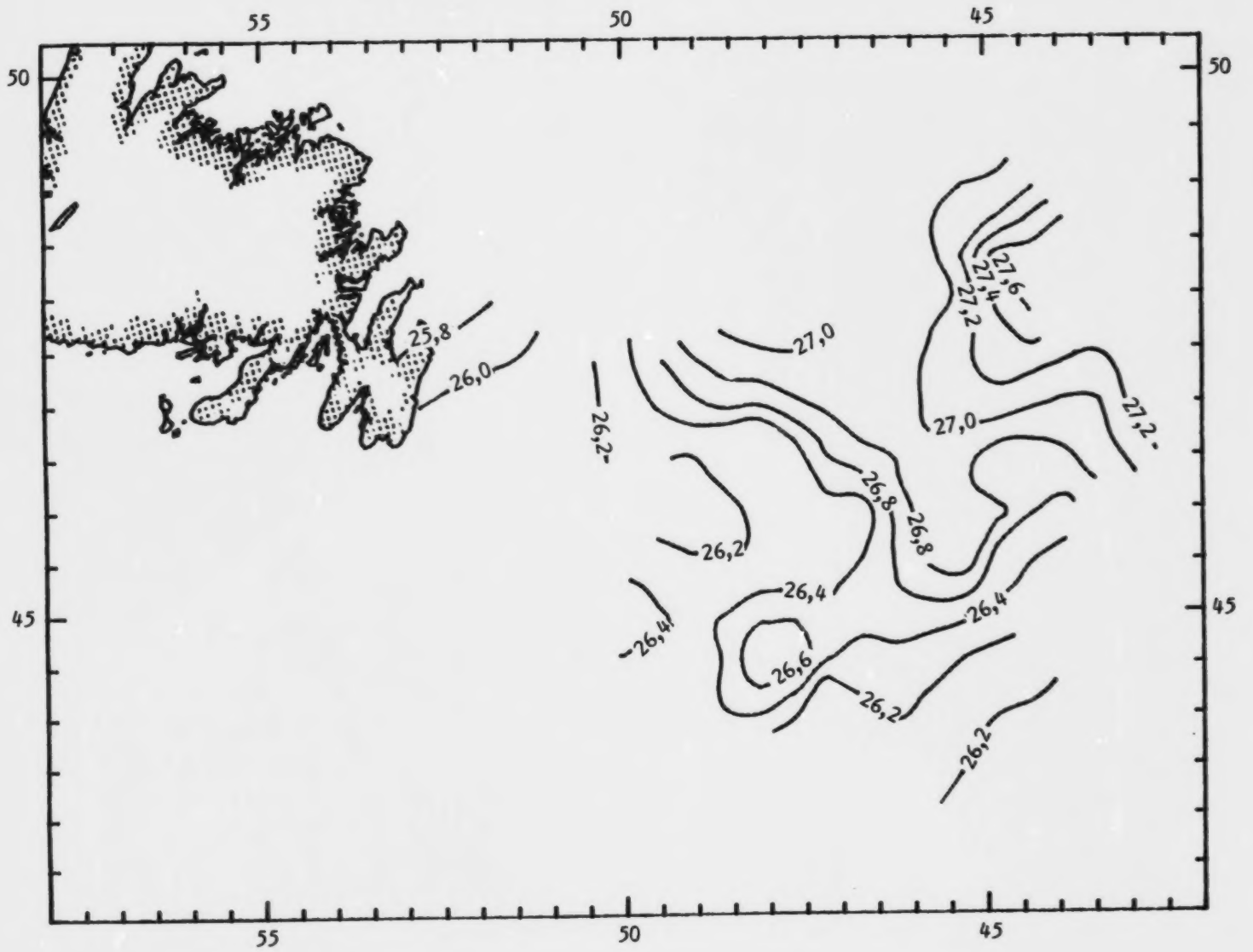


FIGURE 13 ISOPYCNES SUR LES GRANDS BANCS DURANT L'HIVER

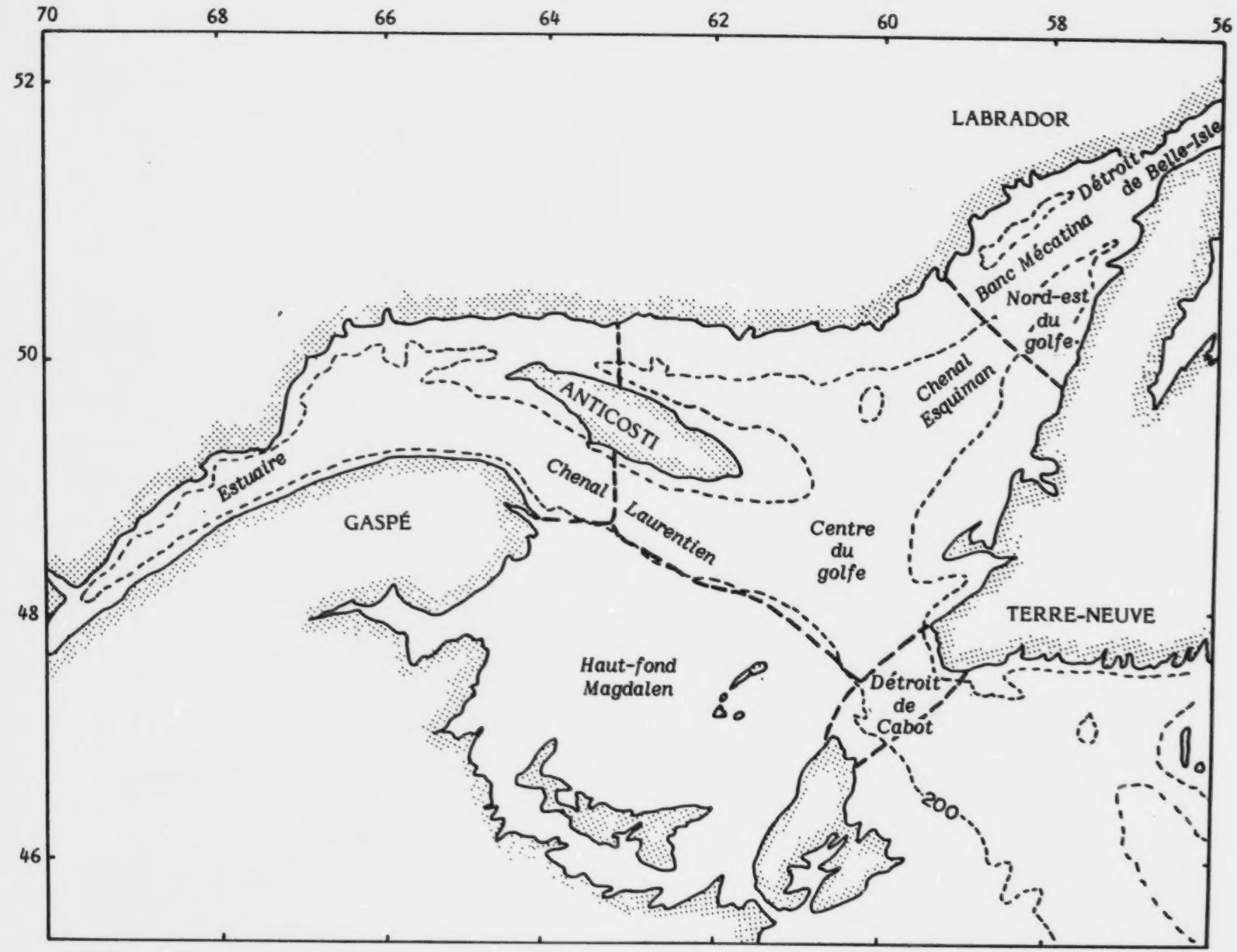


FIGURE 14 CARTE DE LOCALISATION DES SUBDIVISIONS DU GOLFE DU SAINT-LAURENT

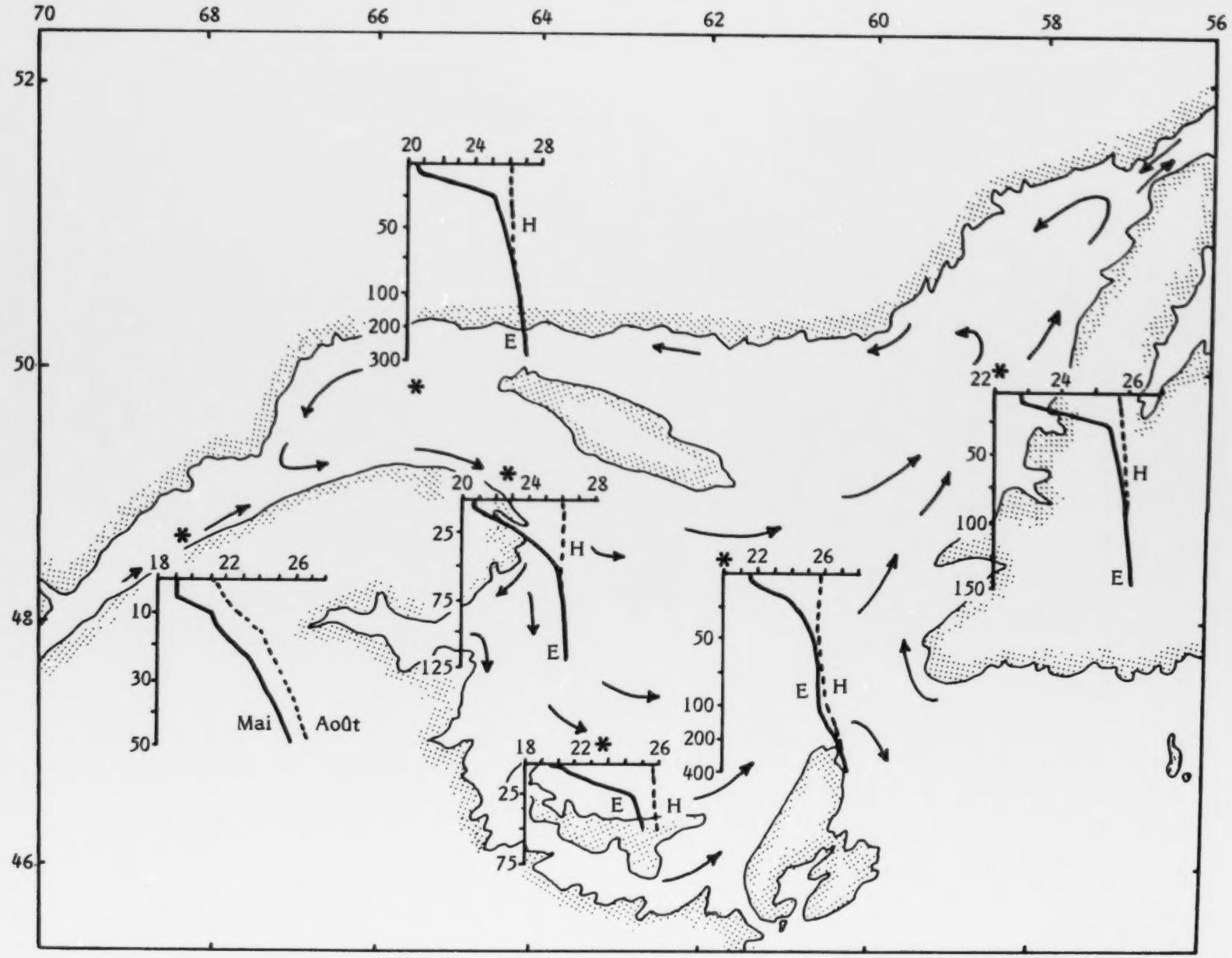


FIGURE 15 PROFILS VERTICAUX REPRÉSENTATIFS DE DENSITÉ DANS LE GOLFE DU SAINT-LAURENT

profils de "l'été" ont été choisis pour illustrer les plus forts gradients verticaux de densité saisonniers qu'on observe dans l'estuaire en mai, à cause d'un apport accru en eau douce, et non en août comme pourraient le laisser supposer les températures saisonnières.

2.4.1 Estuaire du Saint-Laurent. - Dans cette région, l'influence importante des apports du Saint-Laurent peut être observée. Le chenal Laurentien avec des profondeurs allant de 75 m à la limite amont de l'estuaire (72 °W) à 350 m, détermine la nature de l'estuaire. La figure 16 montre une progression de profils salinité-profondeur dans l'estuaire. Dans le chenal, on peut voir que l'estuaire du Saint-Laurent présente une stratification bien nette en deux couches distinctes et que la salinité n'est très variable qu'en surface. La diminution de température accentue l'augmentation de la salinité entre 5 m et 30 m, créant une forte pycnocline. À mesure que la profondeur d'eau diminue en amont et sur les côtés du chenal, l'accès de l'eau saline en profondeur devient difficile. Le brassage vertical accru par la turbulence due au frottement perturbe la structure en deux couches, et la salinité augmente avec la profondeur. Cette zone ressemble à un estuaire légèrement stratifié, la salinité en surface et dans le fond augmentant vers l'aval. Les marées ont donc un effet important sur la position des courbes d'égale salinité (et d'égale densité). À la limite amont du chenal, la profondeur d'eau diminue soudainement de sorte que l'onde de marée se déplaçant vers l'amont peut être réfléchie comme une marée interne se manifestant sous forme de vagues internes dans la pycnocline et au-dessous d'elle. Ces vagues internes se produisent à la fréquence des marées et ont des amplitudes de 5 m à 10 m dans la pycnocline et de 15 m au-dessous de celle-ci (voir figure 17). La limite amont du chenal est aussi le siège de remontées d'eau dues au ralentissement subit des eaux profondes se déplaçant vers l'amont. Les concentrations de particules et de polluants peuvent y être très élevées à cause de la rencontre de courants opposés.

La répartition des températures saisonnières est aussi importante dans cette région. Au printemps, le bas estuaire (65 °W à 68 °W) est libéré des glaces avant le centre du golfe, ce qui permet à la couche superficielle de commencer à se réchauffer et aux températures de monter de 6 °C, produisant de forts gradients horizontaux de densité accentués par la salinité. À la fin de l'été, à cause des remontées d'eau à la limite amont de l'estuaire et des apports d'eau froide vers l'aval, les eaux superficielles tendent à être plus froides et plus denses que celles dans le centre du golfe.

2.4.2 Baie des Chaleurs, haut-fond Magdalen. - Il s'agit d'une zone peu profonde; la profondeur varie entre 50 m au centre et 200 m à l'est, où la zone est limitée par le chenal Laurentien. On y trouve donc des températures extrêmes. L'eau douce venant de la

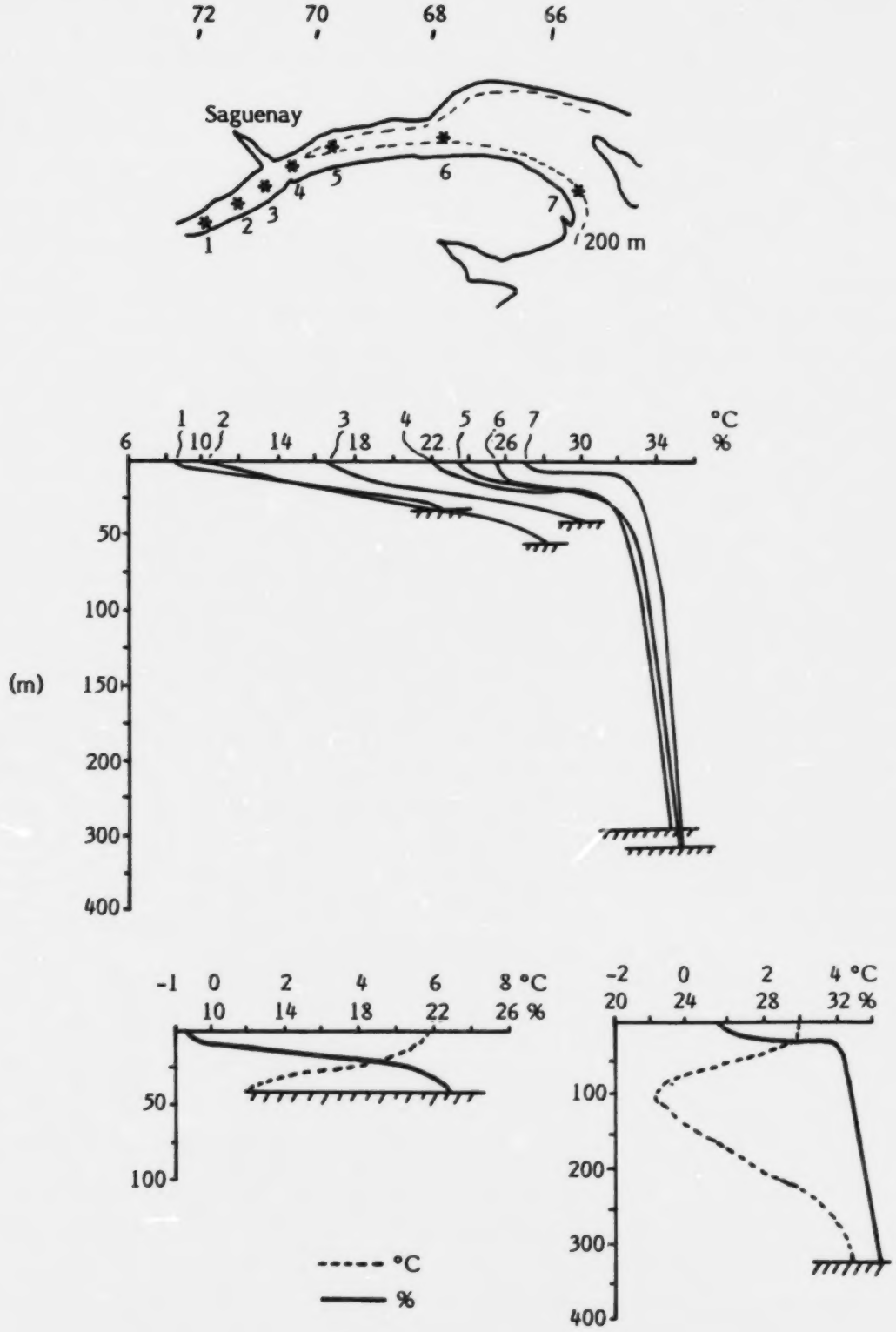


FIGURE 16 PROFILS SALINITÉ-PROFONDEUR DANS L'ESTUAIRE DU SAINT-LAURENT

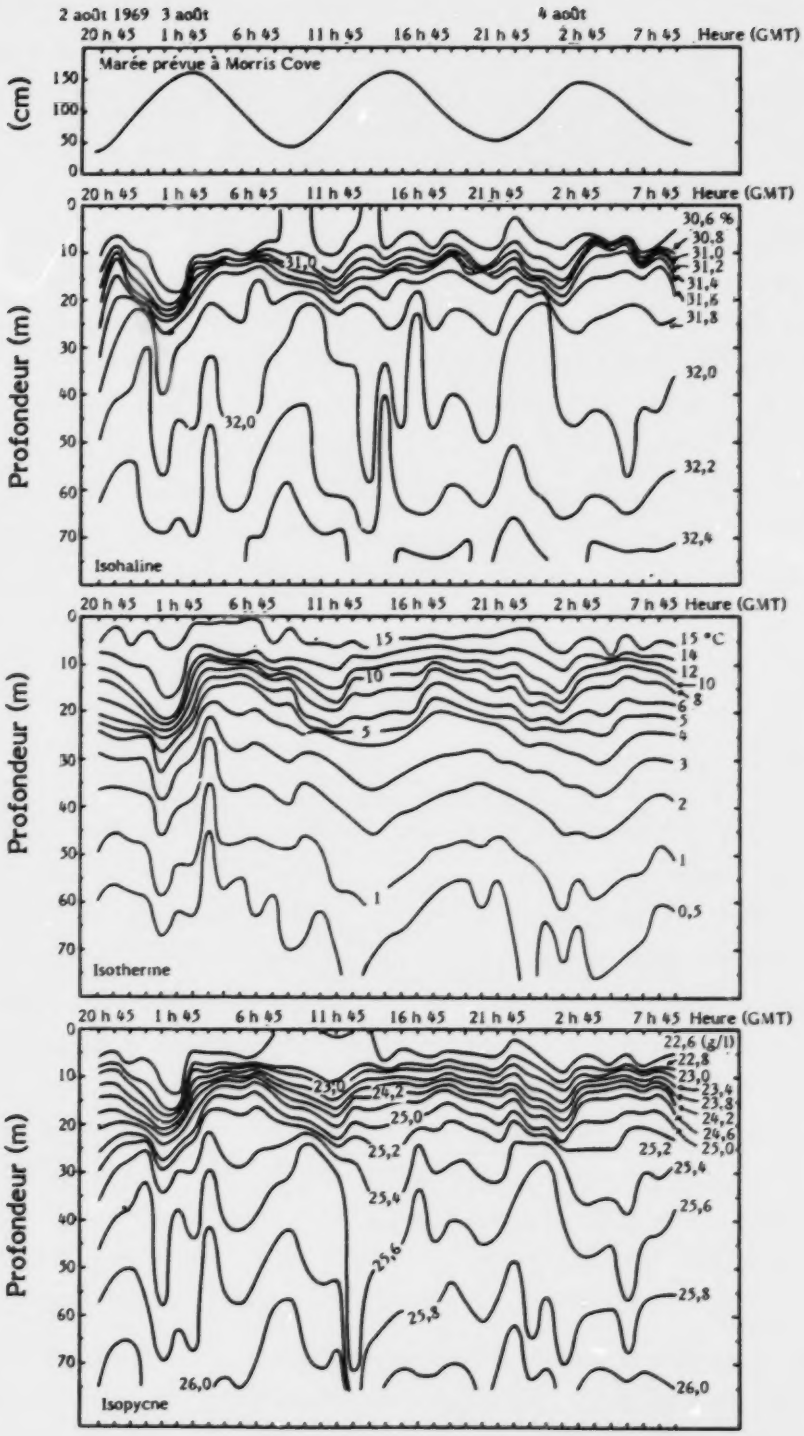


FIGURE 17 SIGNATURES D'ONDES DANS LE GOLFE DU SAINT-LAURENT

baie des Chaleurs et de l'estuaire via le courant de Gaspé modifie aussi la distribution de la salinité. La distribution de la densité est très variable saisonnièrement et géographiquement.

En hiver, la colonne d'eau est mélangée uniformément de haut en bas; la température moyenne y est de -1,5 °C. Après la fonte du printemps, la température augmente rapidement avec le réchauffement superficiel et les eaux deviennent les plus chaudes du golfe (≈18 °C). Comme les eaux superficielles au centre du golfe ne se réchauffent pas autant et que de l'eau froide est apportée par le courant de Gaspé, des gradients de température s'établissent dans le nord et dans l'est. L'eau au-dessus du haut-fond est aussi moins salée que dans le centre du golfe et le gradient de salinité correspondant accentue le gradient de densité, les densités augmentant d'ouest en est (voir figure 18).

Les profils verticaux de densité (figure 16) montrent que le changement saisonnier de densité des eaux de surface y est maximal (de 19 σ_t à 26 σ_t). La densité en surface atteint deux minimums dans cette zone, un au début de juillet avec l'arrivée des eaux douces de l'estuaire et un autre à la mi-août lorsque les températures de surface sont à leur maximum. Donc, dans cette partie du golfe, la salinité, autant que la température, détermine la structure de la densité.

2.4.3 Centre du golfe. - La région centrale du golfe est caractérisée par des chenaux profonds, par l'effet plus marqué de la température, par rapport à la salinité, sur la densité minimale en surface et par la faible variation saisonnière de la salinité (environ 2 p. 1000). Cette dernière caractéristique tient à la circulation qui concentre la plupart de l'eau plus douce au-dessus du haut-fond Magdalen.

La densité minimale en surface est associée à un maximum de température de 14 °C à 15 °C en août, dans une couche superficielle de mélange d'environ 10 m de profondeur. En hiver, il s'établit une colonne d'eau comportant deux couches; la couche superficielle s'étend jusqu'à 100 m et une densité de 25,8 σ_t à 26,5 σ_t. Au-dessous, la température et la salinité augmentent, tout comme, dans une moindre mesure, la densité. En été, le réchauffement en surface crée une forte pycnocline saisonnière qui isole la couche froide résiduelle de l'hiver.

2.4.4 Détroit de Cabot. - Ce détroit est l'un des deux passages qui relient le golfe du Saint-Laurent à l'océan. Le chenal Laurentien s'avance dans le détroit jusqu'à la limite de la plate-forme continentale et permet le passage de l'eau profonde du golfe. En été, de l'eau douce et tiède, provenant du haut-fond Magdalen, sort du golfe, contourne l'île du

Cap-Breton et continue à s'écouler sur le plateau Scotian. De l'eau plus saline et plus froide peut entrer dans le golfe en contournant l'extrémité sud-ouest de Terre-Neuve et remonter la côte ouest de Terre-Neuve. Il en résulte parfois de forts gradients horizontaux et des fronts dans le détroit de Cabot. La circulation dans le détroit peut toutefois être variable, l'eau superficielle s'écoulant toute vers l'intérieur ou vers l'extérieur à un moment donné.

2.4.5 Nord-est du golfe. - Cette région est la plus éloignée de l'influence de l'écoulement du Saint-Laurent et la salinité moyenne en surface y est de 31 p. 1000. Loin de la rive, le réchauffement saisonnier est le facteur influant le plus sur la densité, qui atteint un minimum de 22 σ_t à 23 σ_t en été. Près de la rive, l'écoulement local des cours d'eau peut influer sur la densité en surface.

L'eau entrant par le détroit de Cabot peut remonter la côte ouest de Terre-Neuve par le chenal Esquiman. Une partie de cette eau tourne au-dessus du banc de Mécatina et rejoint le courant qui descend de l'ouest le long de la rive du Labrador. L'autre partie peut sortir du golfe par le détroit de Belle-Isle. Le détroit de Belle-Isle est aussi un passage que peut emprunter l'eau côtière de surface du Labrador pour atteindre le golfe en longeant la rive du Labrador. Cet apport d'eau modifie la température et la salinité estivales le long de la rive nord: l'eau y est plus froide (5 °C à 6 °C en comparaison de 14 °C) et moins salée (29,5 p. 1000 en comparaison avec 31 p. 1000) que le long de la côte de Terre-Neuve. L'eau arctique le long de la plate-forme du Labrador, n'entre généralement pas dans le golfe, car la profondeur du seuil du détroit n'est que de 70 m. Les écarts de densité sont faibles puisque les diminutions de température et de salinité se compensent. La distance de pénétration, la durée et le volume de cet apport d'eau sont encore à l'étude, mais on pense qu'ils sont déterminés par les conditions météorologiques. Dans le détroit, il peut y avoir des zones de cisaillement entre des courants opposés, ainsi que des fronts de température-salinité. En hiver, l'apport peut être plus considérable et donner lieu à des densités en surface de 27 σ_t le long de la rive nord.

Toujours le long de la rive nord, des remontées d'eau peuvent se produire en été sous l'effet des vents dominants du sud-ouest. Ces remontées sont très localisées et intermittentes.

2.4.6 Conditions favorisant l'enfoncement du pétrole. - En résumé, dans le golfe du Saint-Laurent, l'estuaire supérieur présente les plus fortes variations horizontales de densité en surface à cause des apports d'eau douce; sur le haut-fond Magdalen, les densités varient selon la température et la salinité; dans le reste du golfe, les variations dépendent

du réchauffement saisonnier. En général, la densité de l'eau en surface augmente d'ouest en est dans le golfe.

La plus forte densité de l'eau en surface qu'on a observée pendant l'année a été de 26 σ_t, de sorte que du pétrole de densité plus grande s'enfoncerait n'importe où, traverserait la colonne d'eau et se déposerait au fond. En été, les densités sont un peu moins élevées (voir figure 18); du pétrole ayant une densité de 20 σ_t à 25 σ_t s'enfoncerait à travers la couche superficielle et se concentrerait sur le dessus de la pycnocline saisonnière qui s'étend entre 25 m et 75 m. Ce n'est que dans l'estuaire lui-même que du pétrole de densité inférieure à 20 σ_t pourrait s'enfoncer. La figure 19 présente des isopycnes de surface établies pour cette région au printemps. Le gradient horizontal de densité est fort en amont du Saguenay, et le comportement d'une nappe de pétrole déversée accidentellement dans cette région dépendrait du lieu de déversement. En amont de Québec, tout pétrole de densité supérieure à celle de l'eau douce s'enfoncerait.

2.5 Plateau Scotian, baie de Fundy

Le plateau Scotian est une région où se rencontrent des eaux provenant du golfe du Saint-Laurent par le détroit de Cabot, des eaux de l'Arctique apportées par le courant du Labrador et des eaux des tropiques transportées par le Gulf Stream.

2.5.1 Gradients verticaux de densité. - Les figures 20 et 21 donnent les caractéristiques de l'eau du plateau Scotian, sur une ligne reliant Halifax aux Bermudes, en été et en hiver respectivement. La figure 22 présente des profils verticaux de densité représentatifs de cette région. En été, il s'établit un système à trois couches de températures et un système à deux couches de densités. Les eaux superficielles proviennent principalement du golfe Saint-Laurent, transportées par le courant du plateau Scotian qui coule vers l'ouest. Celles-ci sont séparées d'une couche intermédiaire froide par une forte pycnocline. La couche intermédiaire froide (<5 °C, 32 à 33,5 p. 1000) provient du courant du Labrador qui a contourné les Grands Bancs en passant par le détroit de Cabot et qui a été considérablement modifié par les eaux plus froides et plus salées susmentionnées.

Il est important de remarquer, lorsqu'on étudie le transport des propriétés, que cette couche intermédiaire est le résultat d'une advection et non un résidu d'eau refroidie en hiver comme c'est le cas dans le golfe du Saint-Laurent et dans les eaux côtières plus au nord. La couche de fond (>5 °C, >33,5 p. 1000, 26,5 σ_t à 27 σ_t) a des caractéristiques semblables à celles de l'eau de la pente et cela reflète sa pénétration sur le plateau. En hiver, près de la côte et au-dessus des bancs peu profonds, l'eau peut être brassée

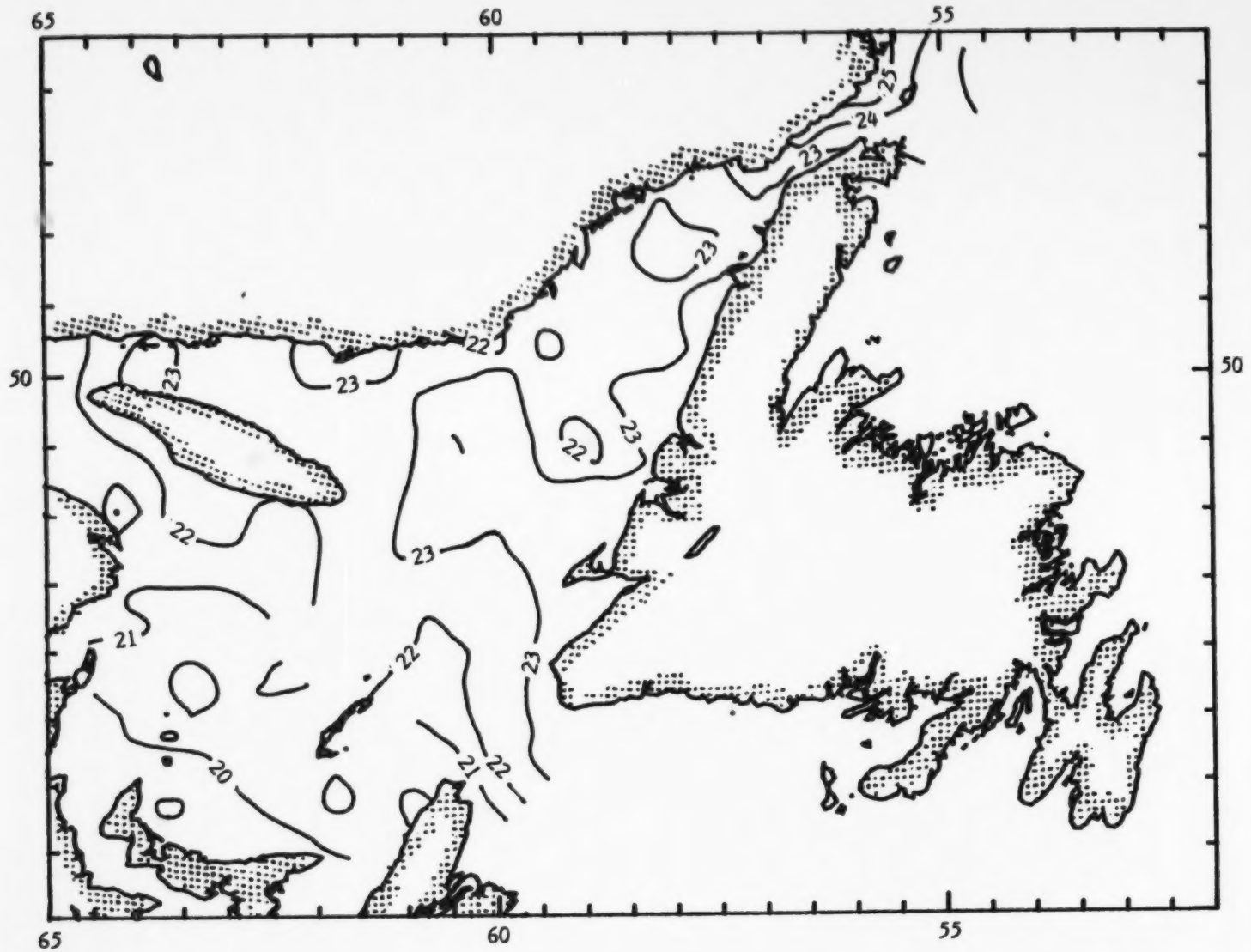


FIGURE 18 ISOPYCNES DANS LE GOLFE DU SAINT-LAURENT DURANT L'ÉTÉ

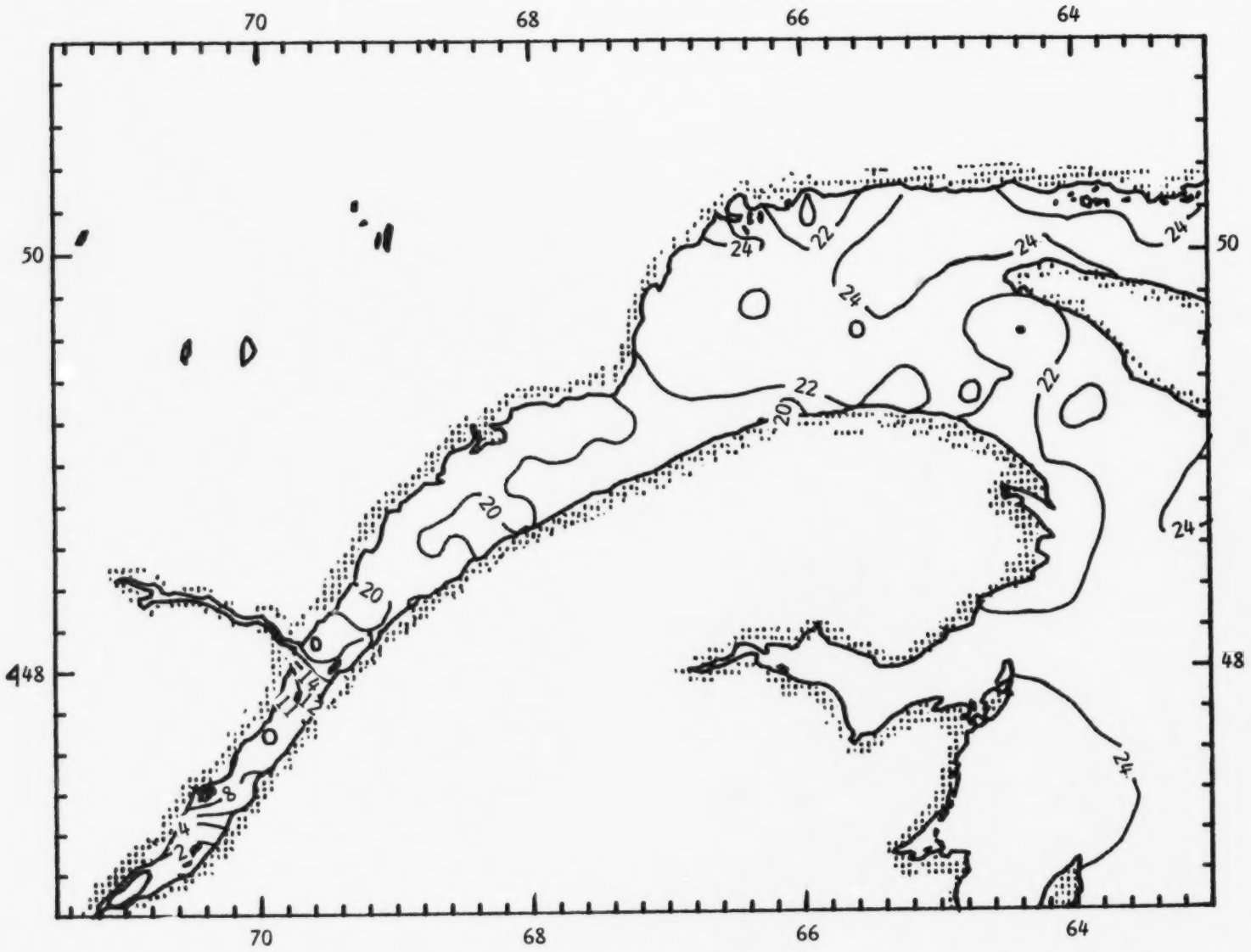


FIGURE 19 ISOPYCNES DANS LA PARTIE AMONT DE L'ESTUAIRE DURANT LE PRINTEMPS

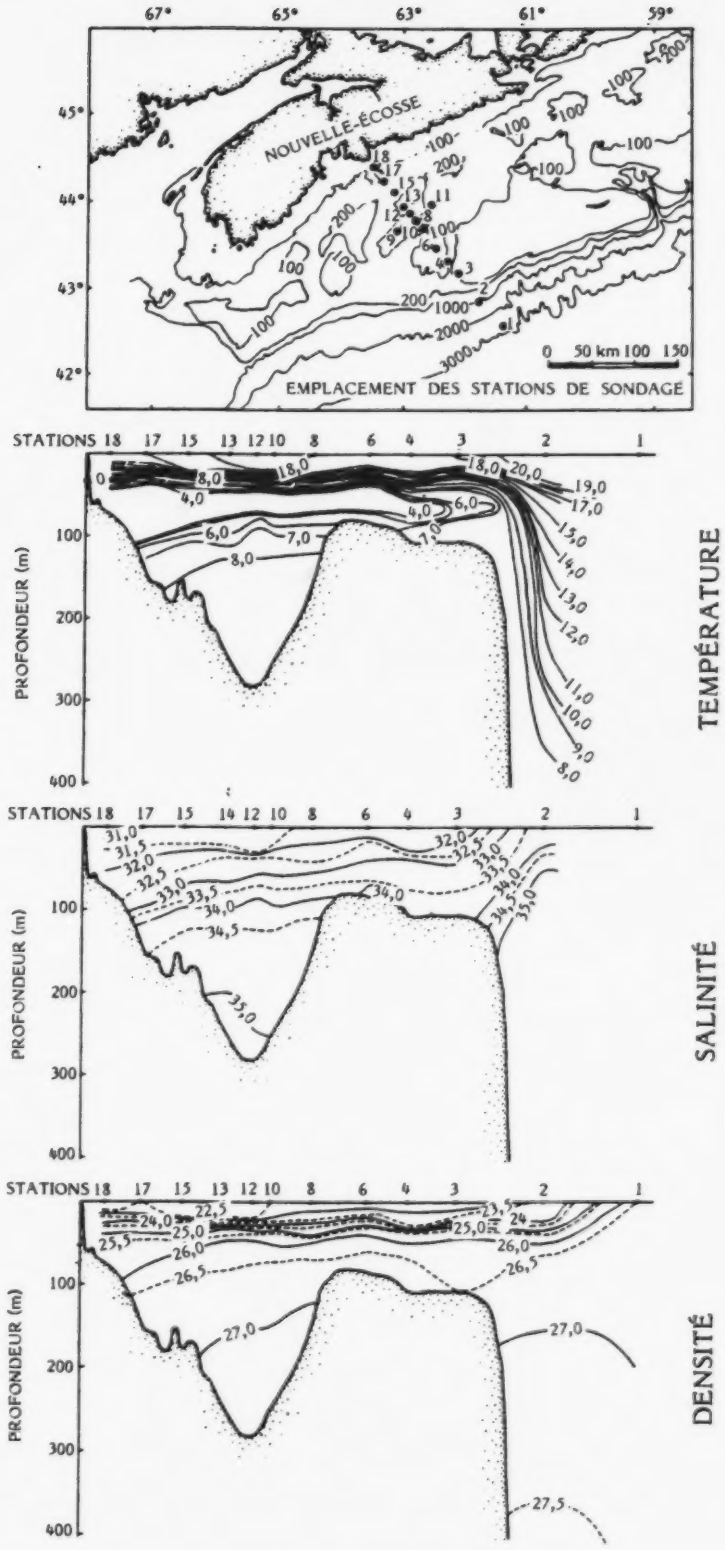


FIGURE 20 DISTRIBUTION TRANSVERSALE DES PROPRIÉTÉS DE L'EAU SUR LE PLATEAU SCOTIAN DURANT L'ÉTÉ

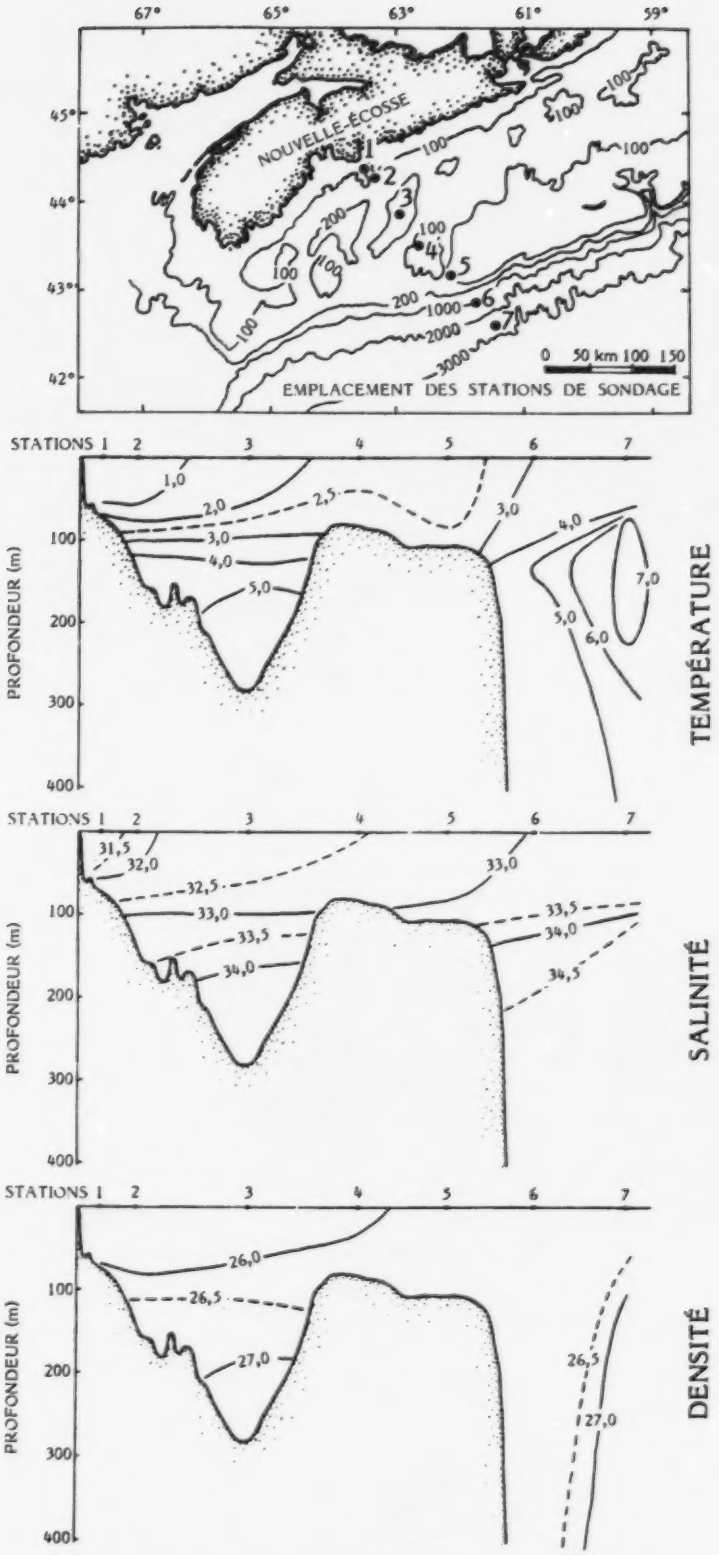


FIGURE 21 DISTRIBUTION TRANSVERSALE DES PROPRIÉTÉS DE L'EAU SUR LE PLATEAU SCOTIAN EN HIVER

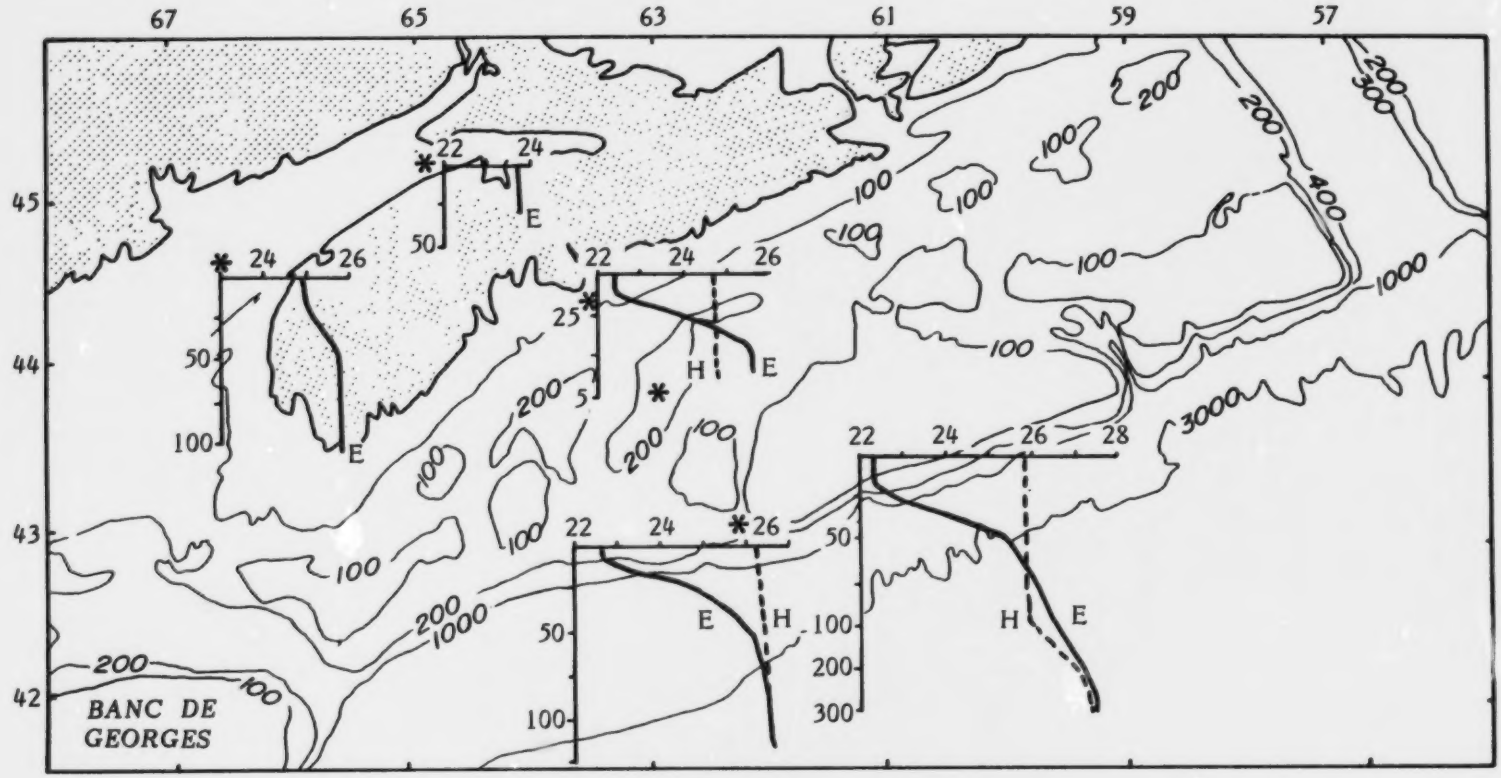


FIGURE 22 PROFILS VERTICAUX REPRÉSENTATIFS DES DENSITÉS SUR LE PLATEAU SCOTIAN ET DANS LA BAIE DE FUNDY

uniformément jusqu'au fond (figure 21). Ailleurs, seulement 2 couches ont été observées; de l'eau froide et peu salée recouvre de l'eau plus chaude et plus saline dans les dépressions, la densité augmentant peu avec la profondeur. Les températures minimales d'hiver sont plus élevées qu'ailleurs le long de la côte atlantique du Canada, à cause de l'influence modificatrice de l'eau chaude de la pente et des basses latitudes.

L'eau de la pente se trouve entre le rebord de la plate-forme et le Gulf Stream, dans une zone de forte variabilité. Les eaux superficielles de la pente résultent du mélange des eaux côtières et du Gulf Stream et présentent des accroissements de salinité et de température vers le sud-est. Au-dessous de 200 m, il y a brassage de l'eau du Labrador et de l'eau du centre de l'Atlantique nord (σ_t >27). L'écoulement de l'eau sur la pente se fait vers l'est à l'opposé de celui sur la plate-forme. Les propriétés des eaux de la pente ne sont pas uniformes et des phénomènes intermittents peuvent créer des anomalies à grande échelle. Un de ces phénomènes est un méandre décrit par le Gulf Stream, qui s'allonge et se détache en un anneau de courant. Quand de tels anneaux se produisent à gauche du Gulf Stream, de l'eau chaude de la mer des Sargasses y est piégée et est entraînée dans l'eau de la pente. Ces anneaux, d'un diamètre d'environ 100 km, peuvent se former à tous les deux ou trois mois; à l'intérieur, l'eau a une température supérieure à 20 °C, une salinité d'environ 36 p. 1000 et une densité de 25 σ_t à 27 σ_t. Ces anneaux se déplacent vers le sud-ouest à contre-courant de l'eau de la pente en maintenant souvent leur intégrité. Si du pétrole y est déversé, il peut être transporté vers le bas de la pente aussi loin que le Cap Hatteras, ou jusqu'à ce que l'anneau se désintègre. On peut trouver des zones d'eau de plus faible densité provenant de la plate-forme dans la région de la pente. Celles-ci peuvent avoir été attirées au passage par un anneau du Gulf Stream.

2.5.2 Régions frontales. - Deux régions frontales peuvent être observées sur le plateau Scotian et sur sa pente. Entre les eaux du Gulf Stream et celles de la pente, une zone de cisaillement est entretenue par les courants, et un changement de température dans les eaux superficielles de 10 °C peut se produire. Cette région repose généralement à l'extérieur des 200 milles de la limite économique. Il y a un second front permanent entre les eaux de la plate-forme et celles de la pente; il est associé souvent au rebord du plateau. Sur toute sa largeur, les augmentations de température et de salinité peuvent atteindre 6 °C et 2 p. 1000 respectivement. Toutefois, de petits changements de densité se produisent à des endroits variables, normalement entre les isobathes de 100 m et de 1000 m. La zone de transition peut avoir moins de 5 km de largeur. La petite différence de densité en travers du front donne lieu à une région de brassage horizontal intense, où toute substance flottante (éventuellement du pétrole) est forcée de s'étaler rapidement.

Les eaux s'intercalent verticalement jusqu'aux couches de 10 m à 20 m et sur une distance horizontale de 2 km à 3 km. Le brassage est causé par une diffusion due à un échange différentiel de chaleur et de sel donnant lieu à de l'instabilité (c'est-à-dire "une double diffusion"). Des descentes d'eau se produisent souvent à cause du "caballing" (c'est-à-dire la formation d'eau plus dense par le mélange de deux eaux de même densité mais de températures et de salinités différentes). Ce front avance et recule sous l'influence de la marée semi-diurne, et des marées internes s'établissent localement, déplaçant les isopycnes verticalement sur 10 m à 20 m. Le front peut être perturbé par le passage dans les eaux de la pente d'un anneau du Gulf Stream qui peut "aspirer" l'eau (ou le pétrole) de la plate-forme dans son sillage. Le rebord de la plate-forme continentale est aussi une zone de remontées et de descentes d'eau intermittentes sous l'effet des vents le long de la plate-forme.

2.5.3 Baie de Fundy - golfe du Maine. - Les eaux qui longent le plateau Scotian entrent dans la région de la baie de Fundy et du golfe du Maine en faisant le tour de l'extrémité de la Nouvelle-Écosse. L'eau circule dans le sens anti-horaire dans la région et sort finalement près du banc de Georges. Le comportement saisonnier des densités varie en fonction du réchauffement solaire dans l'eau du centre. La température y a une structure en trois couches, semblable à celle observée dans le golfe du Saint-Laurent. Les eaux profondes (>200 m) proviennent de l'intrusion des eaux de pente par le chenal nord-est (≈6 °C, 34,5 p. 1000 à 35 p. 100, ≈27,2 σ_t). Une couche froide intermédiaire (2 °C à 5 °C, 32 à 32,5 p. 1000, 25,8 σ_t) entre 50 m et 150 m renferme l'eau refroidie par l'hiver et isolée de la surface par le réchauffement d'été. En hiver, elle s'étend jusqu'à la surface (1 °C à 2 °C, 32 p. 1000, 25,8 σ_t) et présente des caractéristiques plus modérées que dans le golfe du Saint-Laurent ou plus au nord. Les apports en eau douce dans la baie de Fundy ont des effets jusque dans le fond des bras de mer de la baie, de grands changements ne pouvant être observés que dans le bras du bassin des Mines et de la baie Cobequid et dans le bras de la baie de Chignectou et de la baie Shepody. Ces zones ressemblent à des estuaires aux eaux bien mélangées (c'est-à-dire homogènes verticalement) à cause du fort brassage par la marée. Les très importantes excursions des marées décalent la distribution horizontale d'un cycle de marée. L'écoulement terrestre se manifeste en avril et en mai sous forme d'une "veine d'eau douce printanière" créant une langue d'eau moins salée qui sort de la rivière Saint-John et longe la côte du Nouveau-Brunswick. Cette circulation fait diminuer la densité dans la baie de Fundy, de la rive de la Nouvelle-Écosse à celle du Nouveau-Brunswick (de 0,5 σ_t à 1 σ_t dans certains cas).

2.5.4 Processus de brassage. - Les marées constituent le principal facteur de perturbation de la structure verticale saisonnière de la densité. Au contraire des vents dont l'effet est saisonnier et irrégulier (tempêtes), elles constituent une force perturbatrice "continue". Les forts courants des marées peuvent brasser une colonne d'eau complète, là où les profondeurs d'eau sont réduites. Ainsi, de nombreux fronts s'établissent "en mer peu profonde" entre des eaux bien stratifiées et des eaux mélangées. La figure 23 montre les principaux fronts et zones de brassage. Ces zones sont associées à une bathymétrie peu profonde et toutes, sauf les zones côtières qui tiennent à des remontées d'eau locales dues au vent, sont causées par le frottement sur le fond des courants de marée. Elles constituent du début de mai au début d'octobre des caractéristiques permanentes associées à des changements de température et de densité atteignant jusqu'à 5 °C et 2 σ_t. Ces fronts délimitent les masses d'eau dans lesquelles des pétroles de même densité, peuvent se comporter de façon tout à fait différente.

Autour de la péninsule de la Nouvelle-Écosse, le courant qui entre et les fortes marées sont capables de générer des remontées d'eau centrifuges (Garrett et Loucks, 1976) qui tiennent à un déséquilibre entre deux forces. La force centrifuge présente lorsqu'un courant contourne un obstacle est équilibrée par un gradient de pression agissant contre elle. Près du fond, la vitesse du courant est réduite par le frottement; la force centrifuge s'exerçant vers l'extérieur s'en trouve réduite, mais non le gradient de pression agissant vers l'intérieur. Les eaux du fond sont poussées vers la côte et remontent en surface lorsqu'elles butent sur le moindre obstacle. La remontée d'eau est indépendante de la direction du courant et a pour résultat une augmentation locale de la densité de l'eau en surface.

Les marées accentuent non seulement le brassage vertical, mais aussi le mélange horizontal des eaux, de sorte que tout pétrole déversé à la surface s'étalerait plus vite que sous le seul effet de la diffusion. Un brassage horizontal peut s'intensifier sous l'effet d'une dispersion par cisaillement et de la formation de vastes tourbillons (de plusieurs mètres de diamètre) autour d'obstacles marins comme des barres de sable.

L'interaction non linéaire entre une circulation régulière, une circulation périodique (comme les marées) et un relief marin irrégulier peut produire un courant moyen autour de certains obstacles bathymétriques (rectification due à la marée). À cause des grandes marées dans le golfe du Maine et la baie de Fundy, cette interaction donnerait lieu à un fort jet de courant autour du banc de Georges. Toute substance (comme du pétrole flottant en surface) se déplacerait alors bien plus vite en surface autour qu'au-dessus du banc ou dans les eaux plus profondes environnantes. L'eau au-dessus du banc de

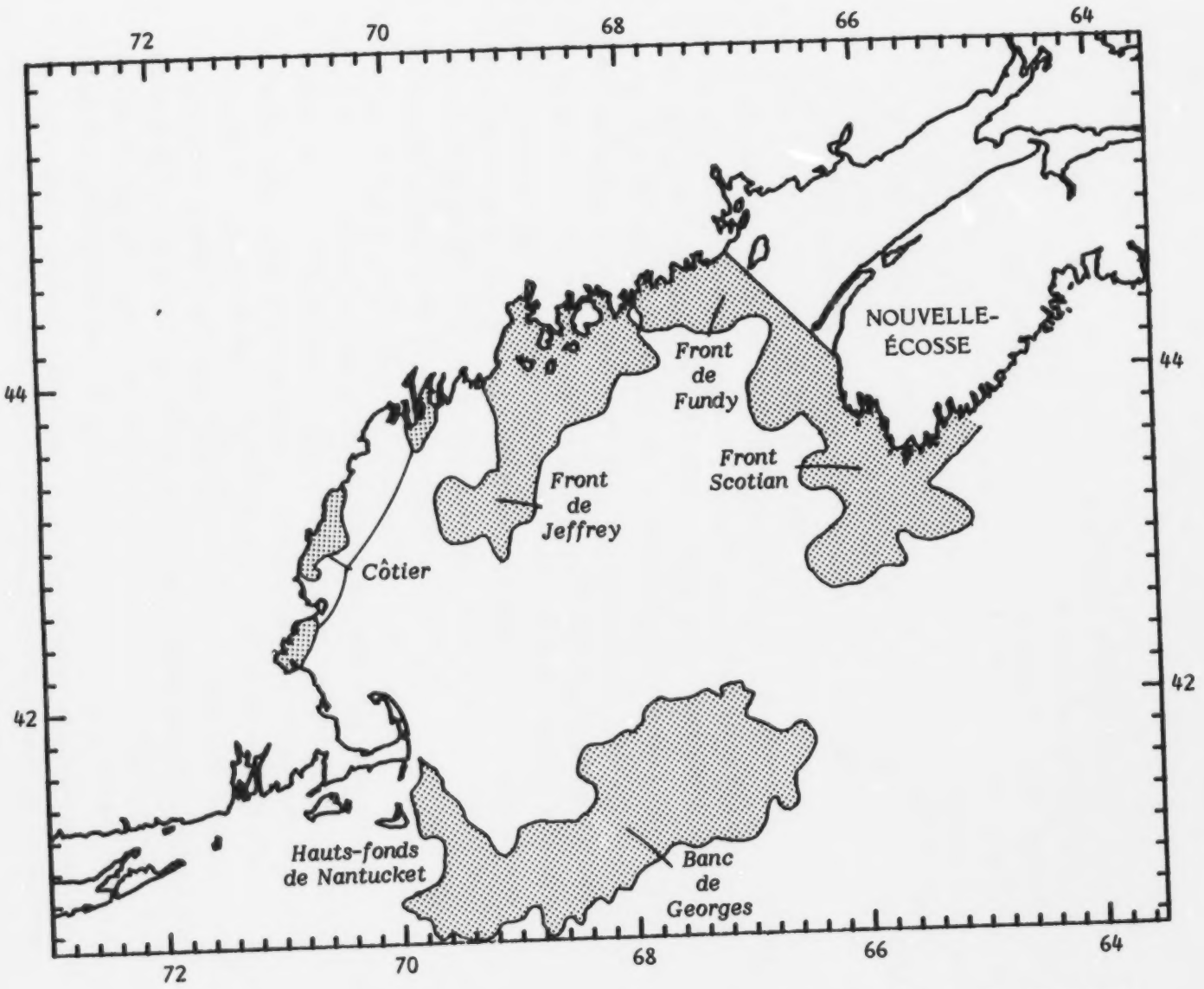


FIGURE 23 ZONES DE BRASSAGE DANS LE GOLFE DU MAINE ET LA BAIE DE FUNDY

Georges est verticalement bien mélangée toute l'année et la température au centre, loin du front, est souvent de beaucoup supérieure à celle en bordure, à cause de la faible profondeur d'eau. Cette rectification due à la marée est inexistante sur les Grands Bancs car les courants des marées y sont comparativement faibles.

Dans les zones étendues du plateau Scotian et de la baie de Fundy, les densités de l'eau superficielle sont rarement inférieures à 22 σ_t, et en hiver, elles sont généralement supérieures à 25 σ_t. Seul du pétrole très dense s'enfoncerait sous la surface. La densité de l'eau en profondeur sur le plateau est de l'ordre de 27 σ_t, ce qui réduit la gamme des pétroles denses qui ne s'enfonceraient pas jusqu'au fond, mais qui seraient piégés entre deux eaux. Les figures 24 et 25 illustrent la distribution horizontale des densités de l'eau superficielle pendant l'été. Ce n'est que dans le fond de la baie de Fundy et dans la zone localisée près du détroit de Canso que du pétrole assez léger (10 σ_t à 20 σ_t) ne pourrait flotter.

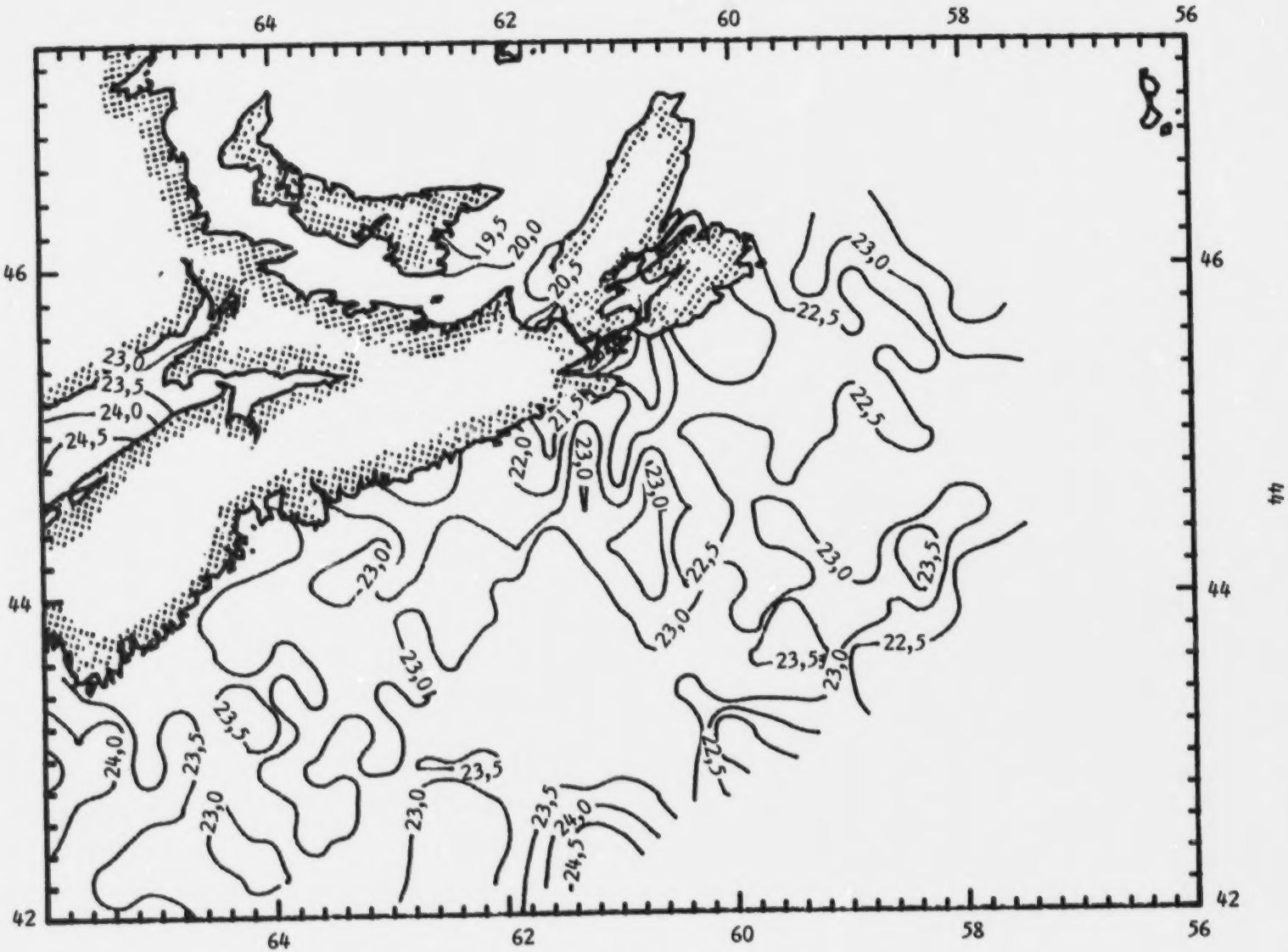


FIGURE 24 ISOPYCNES SUR LE PLATEAU SCOTIAN DURANT L'ÉTÉ

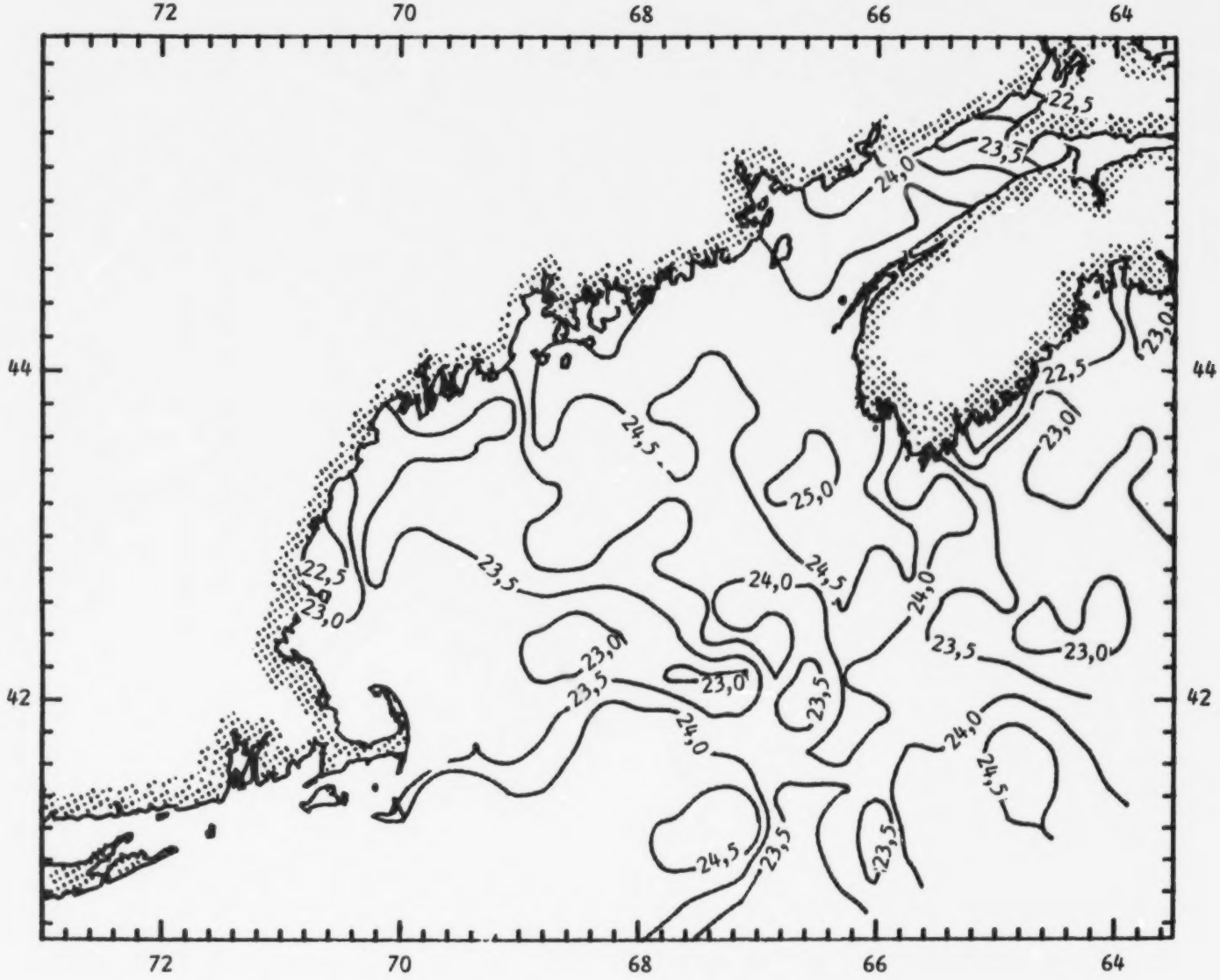


FIGURE 25 ISOPYCNES DANS LA BAIE DE FUNDY ET LE GOLFE DU MAINE DURANT L'ÉTÉ

3 LA CÔTE ARCTIQUE

La côte arctique du Canada a été partagée en trois régions pour cette étude:

a) la baie d'Hudson, une zone inhabituelle en forme d'estuaire,

b) l'archipel arctique et

c) le sud-est de la mer de Beaufort.

3.1 La baie d'Hudson

Les deux facteurs déterminant la distribution de la densité dans la baie d'Hudson sont la circulation, régie par une forme semi-fermée et les apports en eau douce, et le cycle de gel et de dégel de la glace tenant à la latitude.

Dans la baie, il y a une circulation générale à l'inverse des aiguilles d'une montre. Les eaux océaniques entrent en contournant l'île Southampton et sont adoucies tout le tour de la baie par des apports d'eau douce. Le mélange d'eau superficielle plus doux sort de la baie d'Hudson pour entrer dans le détroit d'Hudson où une activité plus importante des marées et la fusion avec le courant de Baffin créent une eau mélangée plus dense. L'activité des marées près des rives de la baie brasse aussi la colonne d'eau verticalement.

La baie d'Hudson gèle complètement en hiver, vers le mois de janvier, et fond complètement chaque été. La débâcle commence en juin et se fait d'est en ouest. Vers la fin d'août, la baie est presque complètement libre de glaces. Dans le bassin Foxe, la débâcle est beaucoup plus tardive, et le bassin n'est complètement libre de glaces qu'à la fin de septembre, début d'octobre. À cause de la progression d'est en ouest de la débâcle dans la baie d'Hudson, les eaux superficielles le long de la côte est sont exposées au réchauffement solaire beaucoup plus tôt et la température et la stabilité de la colonne d'eau augmentent avant celles de l'eau de la côte ouest. Ce facteur, ajouté aux apports d'eau douce, entraîne une diminution générale de la densité de l'eau superficielle et une stratification accrue d'ouest en est (figure 26). Pendant le gel, la situation inverse tend à se produire au début, et la banquise tend à avancer du nord-ouest vers le sud-est. La colonne d'eau hivernale tend à être plus uniforme, sa densité variant de 26 σ_t à 27 σ_t sur toute sa hauteur.

3.1.1 Conditions favorisant l'enfoncement du pétrole. - La figure 27 donne la distribution des isopycnes dans la baie d'Hudson. Du pétrole de densité variant entre 15 σ_t et 20 σ_t s'enfoncerait dans le sud-est et dans la baie James. Il pourrait se maintenir dans la forte pycnocline saisonnière à 30 mètres. Du pétrole dense (σ_t >26) s'enfoncerait partout à travers la colonne d'eau pour se déposer sur le fond.

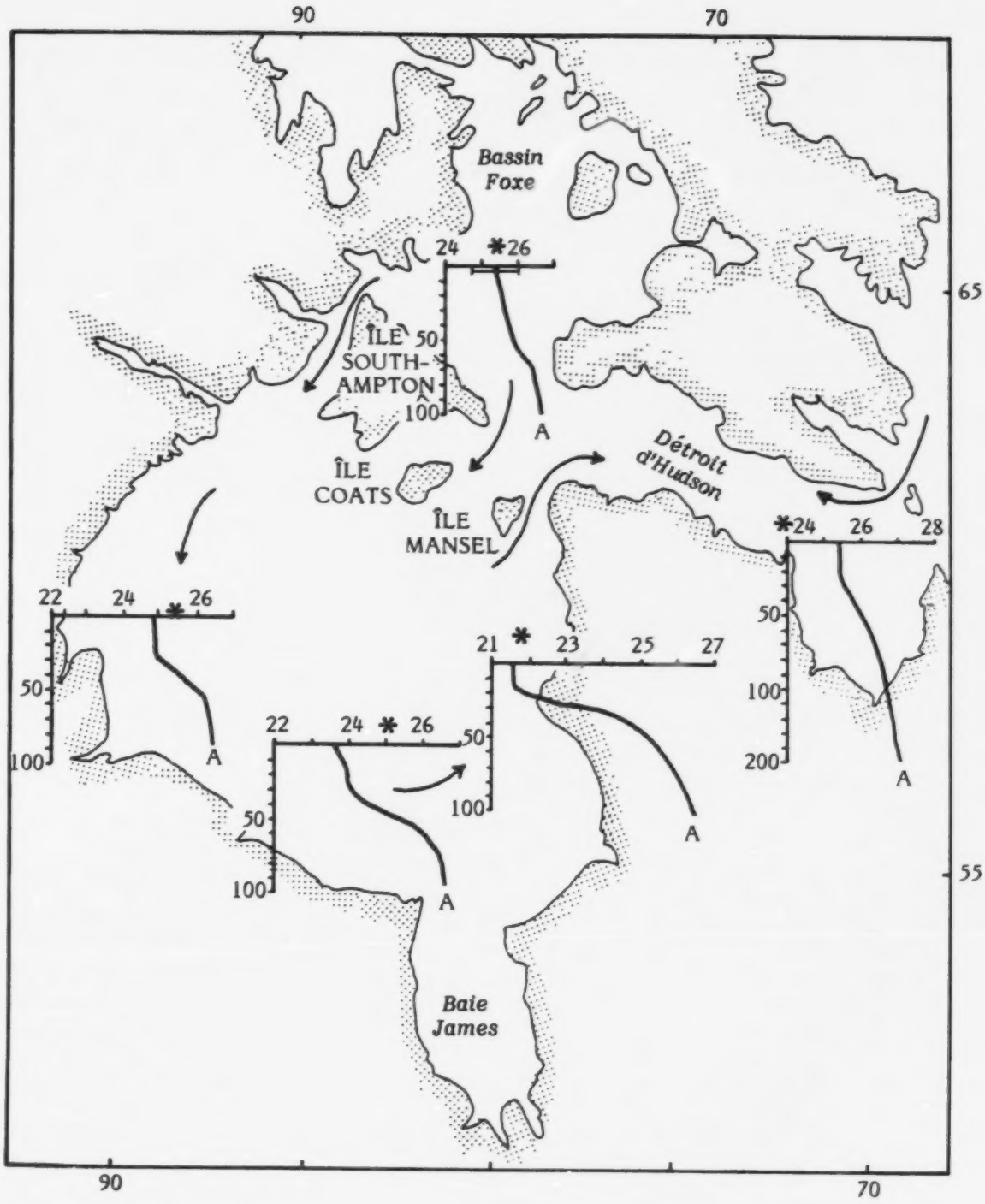


FIGURE 26 PROFILS VERTICAUX REPRÉSENTATIFS DE DENSITÉ DANS LA BAIE D'HUDSON

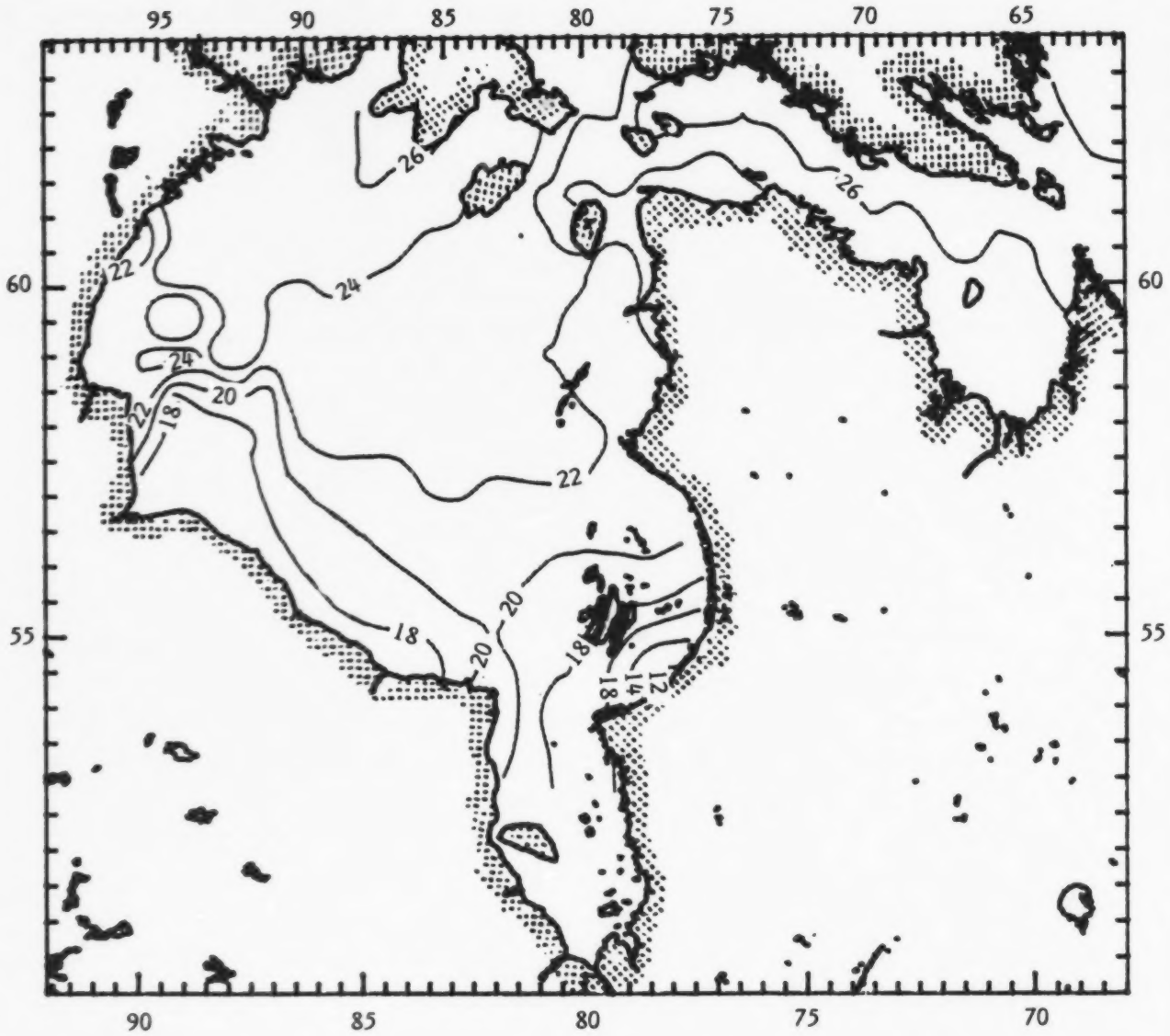


FIGURE 27 ISOPYCNES DANS LA BAIE D'HUDSON

3.2 L'archipel Arctique canadien

L'écoulement général des eaux superficielles se fait vers l'est et le sud, depuis l'océan Arctique vers la baie Baffin, par les nombreux chenaux entre les îles (figure 28). Ceci s'explique par le niveau plus élevé de la mer dans l'océan Arctique. Les courants de marée sont relativement faibles, sauf dans les passages étroits où ils peuvent être plus importants. En été, les courants de vent masquent souvent le courant moyen. Les fjords et les inlets présentent en mai une circulation estuarienne régie par les apports en eau douce.

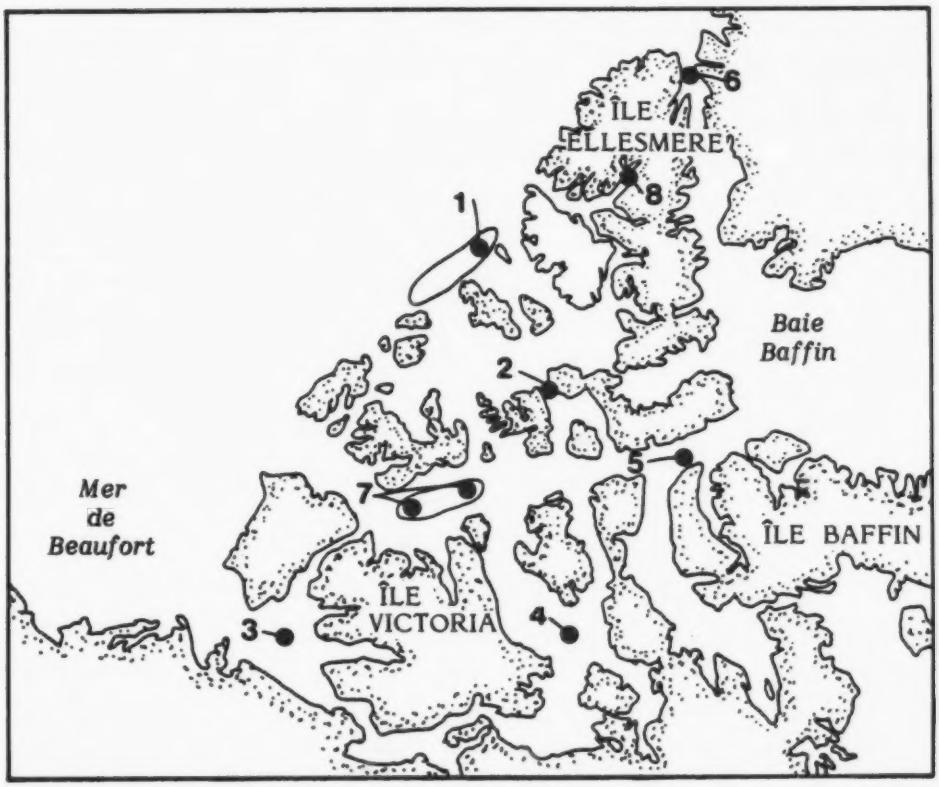


FIGURE 28 CARTE DE LOCALISATION DES PROFILS DE DENSITÉ DANS L'ARCHIPEL ARCTIQUE CANADIEN

Quelques-uns des chenaux de l'archipel ne sont jamais libres de glaces, particulièrement au nord-ouest, dans la région du détroit d'Hazen et de la mer du Prince-Gustave-Adolphe. Pendant les années de glace abondante, le détroit de McClure, le détroit du Vicomte-Melville, le détroit de McClintock et le sud du golfe de Boothie restent englacés tout l'été. Les régions plus au nord telles que le fjord d'Iberville sont parfois libres de glace, seulement en été, mais non pas chaque année. Toutefois, l'eau est libre de glace dans la plupart des zones pendant la période d'été, d'une partie de juillet jusqu'en octobre. En hiver, l'archipel est presque entièrement couvert de glace. Il y a toutefois plusieurs polynies récurrentes et chenaux navigables, la plus grande polynie étant celle du cap Bathurst dans le golfe d'Amundsen et le plus grand chenal étant celui des eaux du Nord dans le nord dans la baie Baffin (Sterling et Creator, 1981).

Dans l'archipel, la densité de l'eau est déterminée en grande partie par la salinité. Donc les eaux superficielles de faible densité, dans lesquelles du pétrole peut le plus facilement s'enfoncer, sont surtout formées par l'apport ou l'advection d'eau relativement douce. Les principales sources d'eau superficielles de faible densité sont:

- la fonte de la glace de mer,
- les précipitations directes et l'écoulement associé,
- l'écoulement de l'eau de fonte de la neige et des champs de glace,
- l'apport d'eau relativement douce d'autres zones par advection.

La fonte de la glace de mer en été peut produire une couche superficielle de faible densité d'un à deux mètres d'épaisseur. La fonte des icebergs produit des apports locaux, mineurs et aléatoires d'eau douce. La fonte des champs de glace alimente les cours d'eau locaux. Les glaciers d'eau de marée et des icebergs fondent continuellement toute l'année dans les inlets.

Les précipitations moyennes s'élèvent seulement à 10 cm à 20 cm d'eau annuellement (et augmentent du nord vers le sud). Le maximum de précipitations a lieu en juillet-août. Il n'y a aucun fleuve de l'importance du Fraser ou du Mackenzie. Les cours d'eau commencent à couler aussitôt que la température de l'air s'élève au-dessus du point de congélation et que la couverture de neige commence à fondre. Le débit augmente assez rapidement pour atteindre un maximum entre juin et août. Le débit des cours d'eau alimentés par l'eau de fonte des champs de glace augmente plus graduellement. Les principaux champs de glace sont ceux des îles Ellesmere, Axel Heiberg, Devon et Baffin. Elles semblent être des sources importantes d'eau douce pour les eaux environnantes.

L'advection d'eau de faible densité se fait principalement d'ouest en est. Les eaux superficielles de l'océan Arctique sont moins salines que celles plus à l'est et l'effet du Mackenzie se fait sentir jusque dans l'est du golfe d'Amundsen, voire plus loin.

3.2.1 Gradients horizontaux de densité. - La densité des eaux superficielles en été varie d'à peine 5 σ_t à environ 25 σ_t. Les eaux de faible densité se trouvent généralement dans les baies et les inlets protégés et près de l'embouchure des cours d'eau. Dans les régions côtières alimentées directement par l'eau de fonte des champs de glace, la densité superficielle est aussi assez basse. Là où le vent ou les courants (ou les deux) brassent la couche supérieure, on peut s'attendre généralement à ce que la densité superficielle soit de l'ordre de 25 σ_t.

Les eaux superficielles dans les détroits de Nansen et d'Eureka et à l'ouest de l'île Axel Heiberg sont relativement douces en été. Ceci est probablement dû à un apport accru d'eau de fonte des champs de glace des îles Ellesmere et Axel Heiberg.

Les précipitations, qui sont plus fortes au sud, et l'immensité relative du bassin de drainage continental ont pour résultat des densités superficielles de 12 σ_t à 16 σ_t en été dans les eaux du golfe Reine-Maud et du golfe du Couronnement.

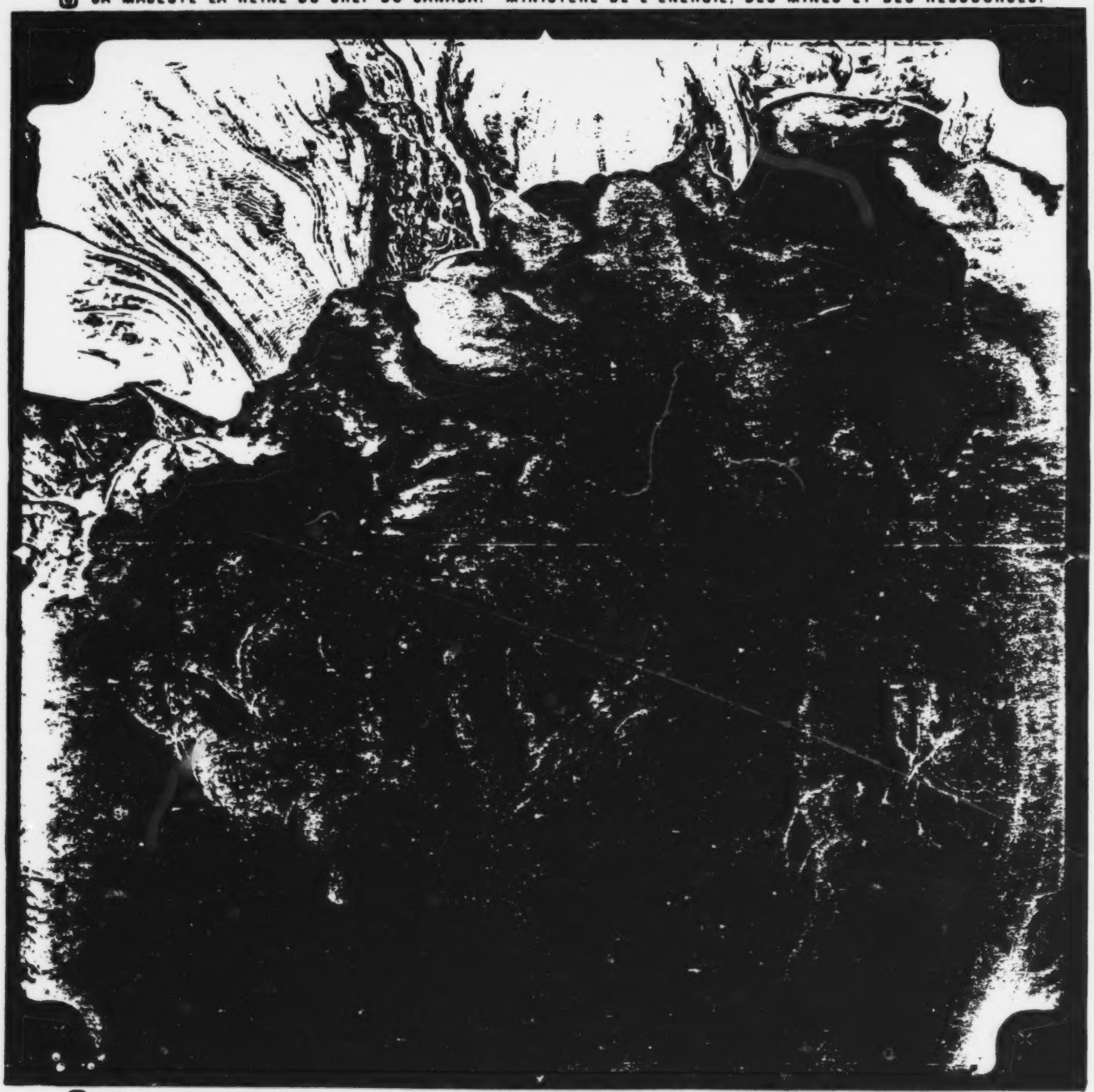
La densité des eaux près de la côte n'est pas uniforme à l'échelle de plusieurs dizaines ou centaines de mètres. On peut observer une telle variabilité dans une photo aérienne prise près du Cap Warrender, dans le détroit de Lancaster (figure 29). L'eau de faible densité provenant de la fonte des champs de glace est plus légère que les eaux marines à cause de la forte teneur en farine glaciaire. On peut voir environ une demi-douzaine de petits cours d'eau alimenter cette zone. L'aspect ridé serait dû à des concentrations d'eau superficielle silteuse causées par des mouvements ondulatoires internes.

3.2.2 Gradients verticaux de densité. - Des profils de densité (σ_t) représentatifs des emplacements indiqués dans la figure 28 ont été tracés dans les figures 30 et 31. Les densités superficielles en hiver sous la glace sont généralement de 25 σ_t à 26 σ_t, avec une pycnocline située entre 25 m et 70 m à travers laquelle les densités augmentent jusqu'à environ 28 σ_t.

En été, l'apport d'eau douce en surface peut produire une couche superficielle de 10 m à 20 m d'épaisseur et de densité relativement faible. Dans les zones abritées, la densité superficielle peut être de 5 σ_t à peine. Au-dessous de 20 m, la structure verticale de la densité est semblable à celle de l'hiver.

3.2.3 Conditions favorisant l'enfoncement du pétrole. - Les figures 32 et 33 montrent des isopycnes pour les moitiés nord et sud de l'archipel Arctique canadien. Dans les baies protégées et près des sources d'eau de fonte, les densités peuvent descendre au-dessous de 10 σ_t; du pétrole de densité aussi faible que 5 σ_t à 10 σ_t peut s'enfoncer dans l'eau. La forte pycnocline à 25 mètres pourrait piéger du pétrole de densité inférieure à 27 σ_t. À

© SA MAJESTÉ LA REINE DU CHEF DU CANADA. MINISTÈRE DE L'ÉNERGIE, DES MINES ET DES RESSOURCES.



© HER MAJESTY THE QUEEN IN RIGHT OF CANADA. DEPARTMENT OF ENERGY, MINES AND RESOURCES. 7

FIGURE 29 PHOTO AÉRIENNE DE LA BAIE À L'EST DU CAP WARRENDER, DÉTROIT DE LANCASTER (Photo prise à 30 000 pieds, Énergie, Mines et Ressources.) L'eau la plus légère est de l'eau de fonte de champ de glace qui contient de la farine glaciaire.

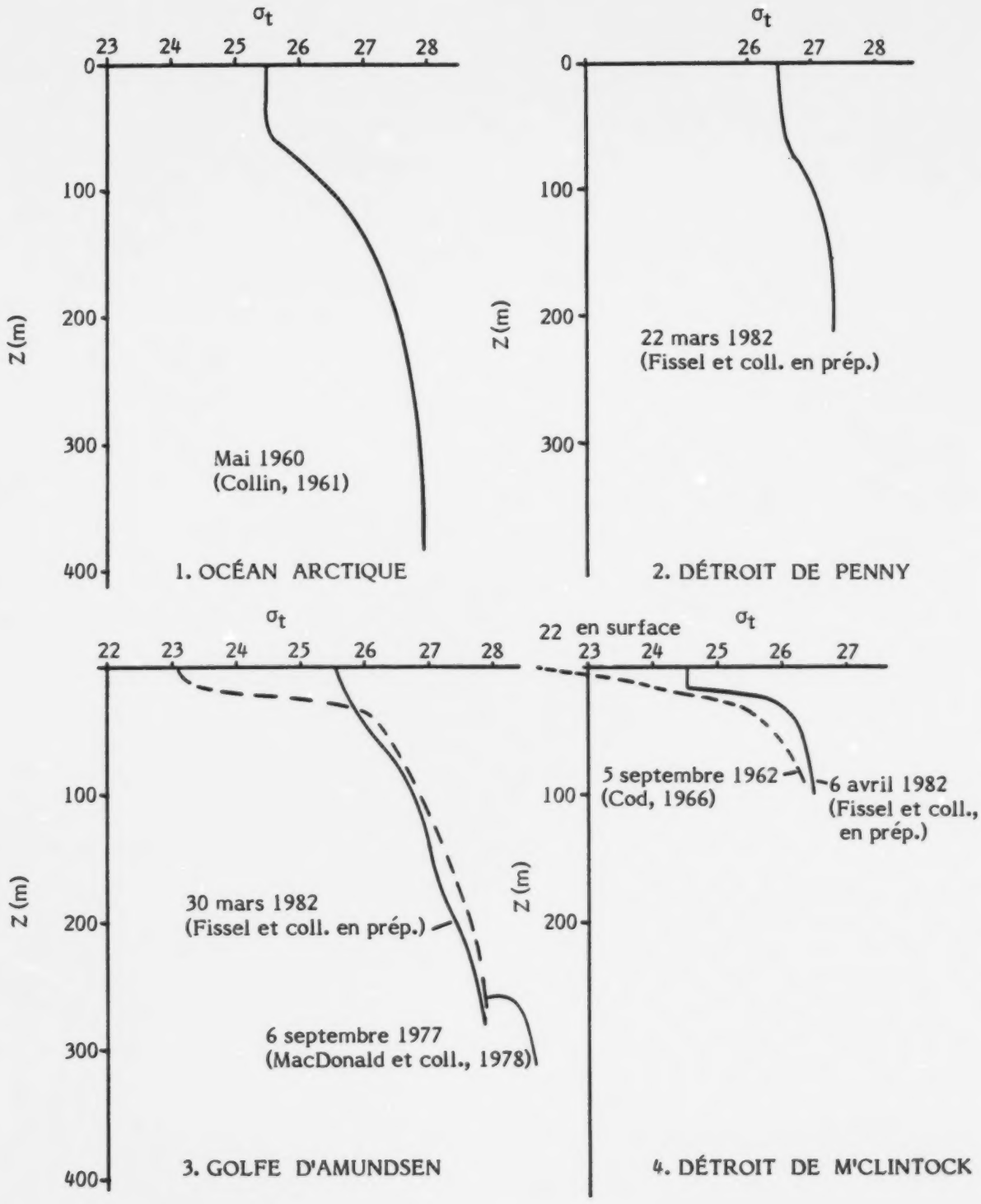


FIGURE 30 PROFILS DE DENSITÉ POUR LES EMPLACEMENTS 1 À 4 DE LA FIGURE 29 (trait continu: hiver; tirets: été) p. 53

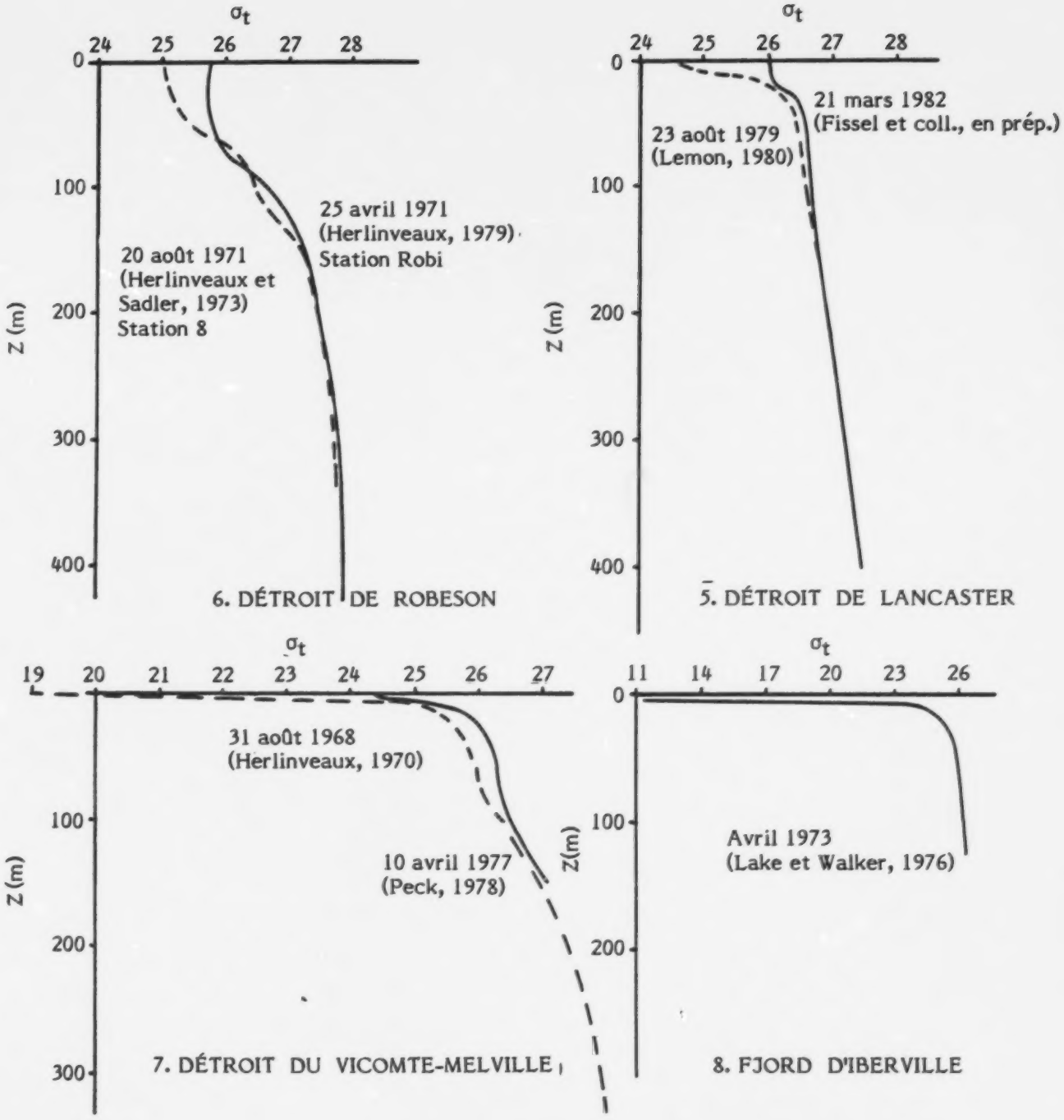


FIGURE 31 PROFILS DE DENSITÉ POUR LES EMPLACEMENTS 5 À 8 DE LA FIGURE 29
(trait continu: hiver; tirets: été)

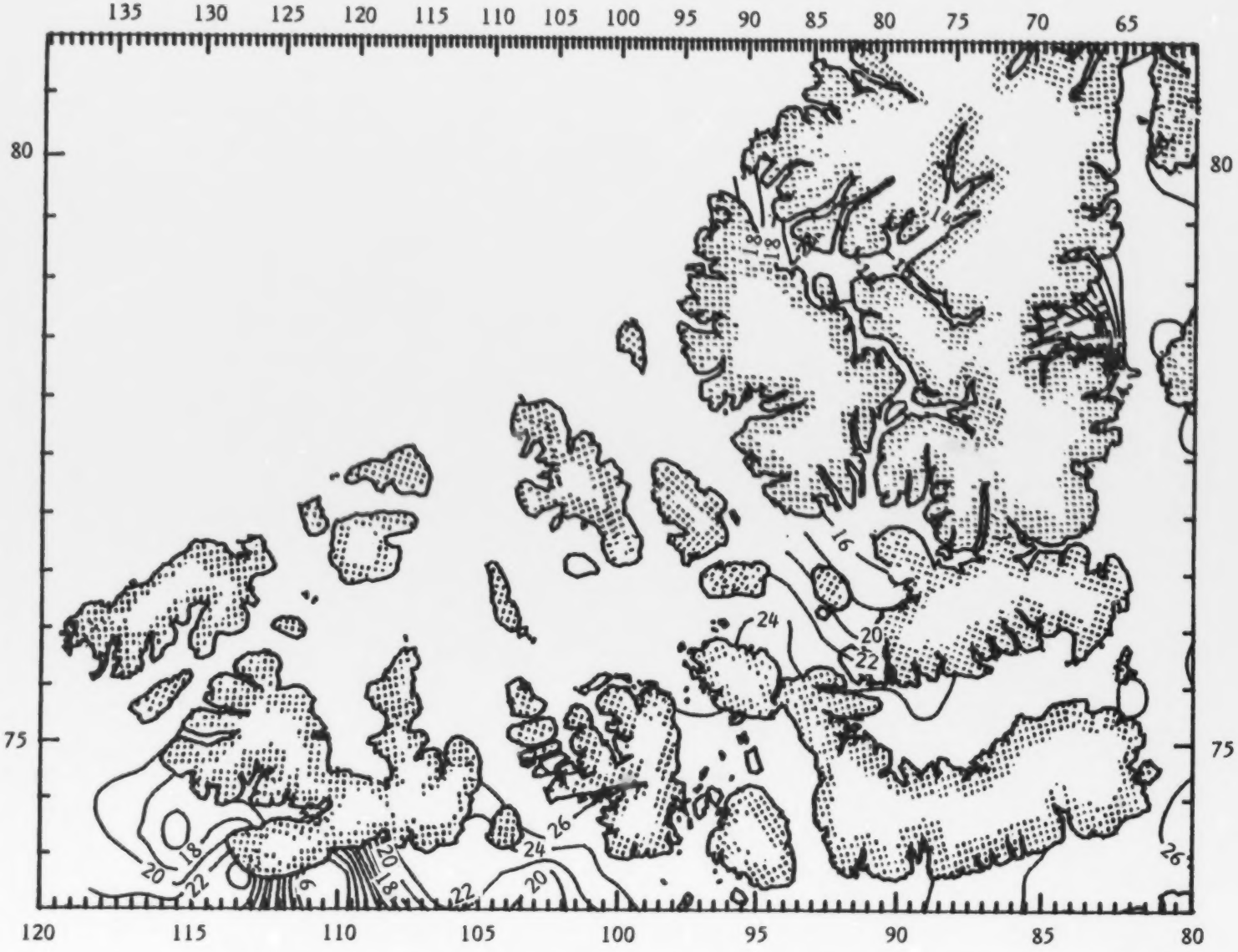


FIGURE 32 ISOPYCNES DANS L'ARCHIPEL ARCTIQUE CANADIEN - DÉTROITS DU NORD

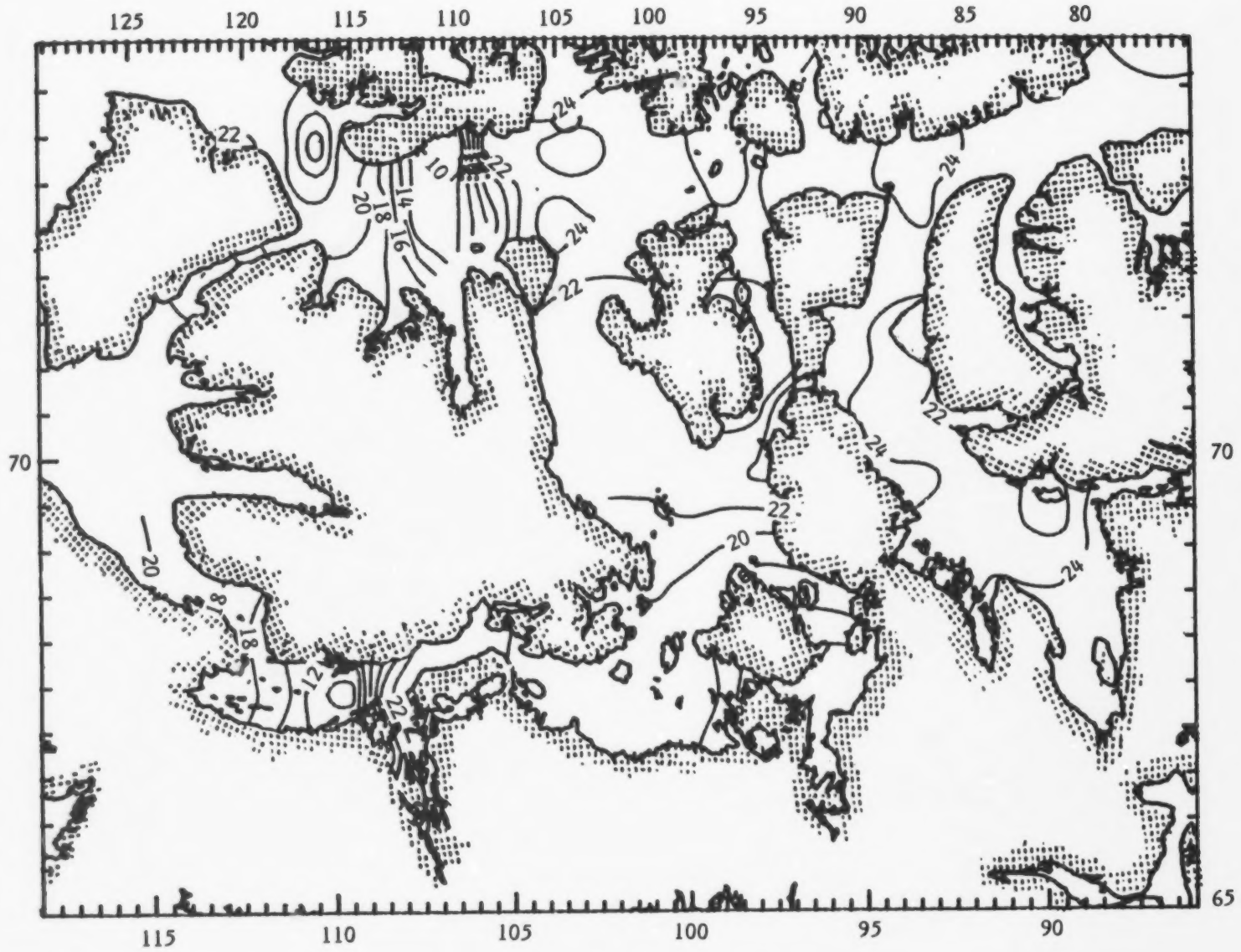


FIGURE 33 ISOPYCNES DANS L'ARCHIPEL ARCTIQUE CANADIEN - DÉTROITS DU SUD ET PASSAGE DU NORD

cause de la circulation estuarienne dans ces zones, le pétrole se déplacerait avec la couche dans laquelle il se trouve. On peut voir dans ces figures de très forts gradients horizontaux de densité superficielle qui illustrent les conditions variables et localisées dans cette région.

En hiver, dans des eaux plus exposées, les densités superficielles sont de l'ordre de 24 σ_t à 26 σ_t, et seul du pétrole très dense (σ_t >26) ne saurait flotter. Du pétrole de densité supérieure à 28 σ_t coulerait à travers la colonne d'eau jusqu'au fond.

3.3 Sud-est de la mer de Beaufort

La limite économique de 200 milles s'étend jusqu'à environ l'isobathe de 3000 m (figure 34). Toutefois, l'eau libre en été est limitée par la bordure de la banquise polaire qui, les bonnes années, chevauche plus ou moins l'isobathe de 2000 m mais suit en général le rebord du plateau. La discussion ne portera que sur les zones d'eau libre en été. Le mouvement du pétrole dans la banquise polaire ou sous celle-ci déborde le cadre de cette étude.

La principale masse d'eau qui nous intéresse est la couche d'eau arctique s'étendant de la surface jusqu'à 250 m. Au-dessous, c'est de l'eau d'origine atlantique. Les propriétés près de la surface de l'eau arctique sont modifiées principalement par l'écoulement des eaux de fonte, le réchauffement solaire et le refroidissement, et la formation et la fonte de la glace.

La circulation des eaux au large est dominée par le tourbillon anticyclonique (horaire) de la mer de Beaufort. Le tourbillon approche de la rive près du rebord de la plate-forme continentale (près de l'isobathe de 200 m). Sur la plate-forme, la circulation estivale nette semble se faire vers le nord-est (la circulation le long de la rive ouest de la baie Mackenzie se fait vers le nord-ouest). Toutefois, la circulation près des rives dépend fortement du vent, sa direction changeant selon que les vents dominants sont du nord-ouest ou de l'est. La circulation près du fond, le long de la bordure de la plate-forme, de mai à septembre, se fait aussi vers le nord-est (Huggett et coll., 1975). Près de la rive, il peut s'établir une composante du courant de fond se dirigeant vers le côté pour remplacer l'eau entraînée en surface dans le panache du Mackenzie. Les courants de marée sont faibles et généralement inférieurs à 5 cm/s.

3.3.1 Résumé des distributions connues des gradients de densité. - Aux faibles températures de l'eau de l'Arctique, les variations de densité tiennent surtout aux changements de salinité. Comme les précipitations directes sont faibles, c'est surtout au débit du Mackenzie (plus de deux fois celui du Fraser) qu'il faut attribuer les variations de densité

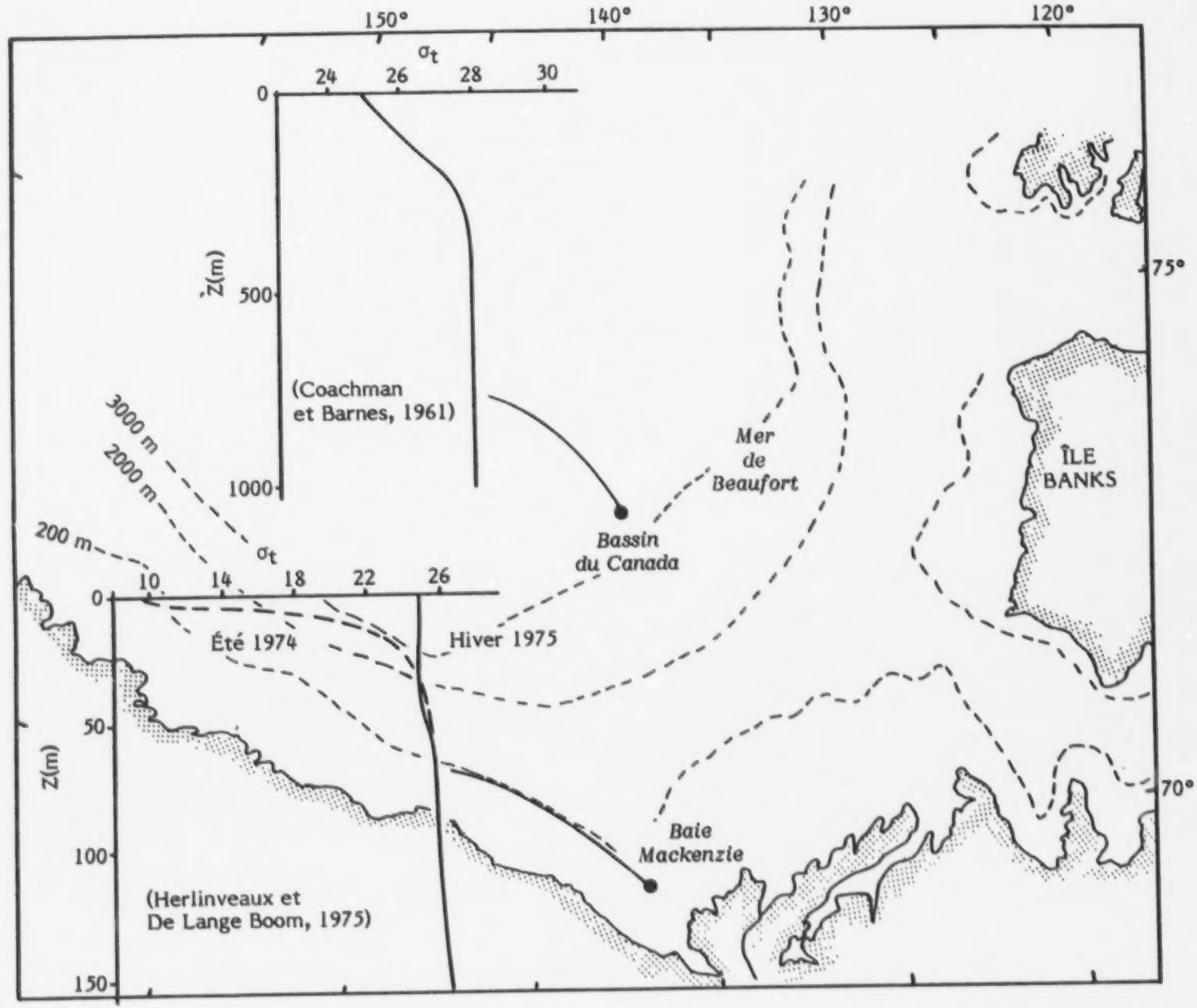


FIGURE 34 BATHYMÉTRIE ET PROFILS DE DENSITÉ TYPES DANS LE SUD-EST DE LA MER DE BEAUFORT

des eaux superficielles. Son effet se fait sentir sur presque toute la plate-forme. Le panache réel du fleuve est confiné aux 5 à 20 mètres supérieurs dans une bande de 30 km à 50 km de la rive. Dévié par la rotation de la terre, il se déplace vers le nord-est le long de la côte et peut s'étendre jusque dans le golfe Amundsen.

La position réelle du panache change avec le vent et les conditions des glaces. Le vent du nord-est concentre le panache le long de la côte, tandis que les vents d'est déplacent le panache vers le large, faisant remonter l'eau plus dense le long de la côte. Dans les années de glace abondante, la banquise polaire se tasse sur la rive et l'écoulement des cours d'eau est confiné à une bande étroite le long de la côte. Ceci est arrivé en 1974, et les salinités superficielles près des rives étaient inférieures à 5 p. 1000.

La structure verticale de la densité dans les 50 m supérieurs varient d'une saison à l'autre selon le débit du Mackenzie (figure 34). En été, l'écoulement des cours d'eau et le réchauffement solaire produisent une couche superficielle d'eau chaude et saumâtre d'environ 5 m à 20 m d'épaisseur. Les salinités superficielles augmentent vers le large, bien que la couche superficielle saumâtre puisse s'étendre jusqu'au rebord de la plate-forme. Des mesures ont confirmé la présence en bordure de la glace d'eau superficielle peu saline qui proviendrait de la fonte de la glace.

En automne, les vents, les pertes de chaleur superficielles et l'extrusion du sel pendant la formation de la glace se combinent pour détruire la pycnocline estivale. Il en résulte une couche bien mélangée jusqu'à environ 50 m de profondeur. Une pycnocline permanente se trouve à environ 250 m au-dessus de la couche d'eau atlantique. En hiver, une mince couche d'eau de faible densité peut se former sous la glace, à cause du débit très réduit du Mackenzie.

3.3.2 Conditions favorisant l'enfoncement du pétrole. - Les cartes d'isopycnes des figures 35 et 36 montrent l'influence du panache du Mackenzie; elles correspondent à des années de glace abondante (1975) et de glace peu abondante (1974) respectivement et montrent l'effet d'entassement de la glace. Le débit est maximal de mai à juin. En été, il est approximativement deux fois moindre. En hiver, il est très réduit, et l'écoulement se fait sous forme d'une mince couche qui s'étale sous la glace, le long de la rive et vers le large.

Les emplacements les plus critiques pour que du pétrole s'enfonce sont généralement près de la rive dans le panache. Toutefois, les vents d'est déplacent l'eau peu dense vers le large et causent une remontée d'eau plus dense le long de la côte. Du pétrole déversé peut aussi s'enfoncer dans le panache lorsqu'il se mélange aux sédiments qui s'y trouvent en suspension.

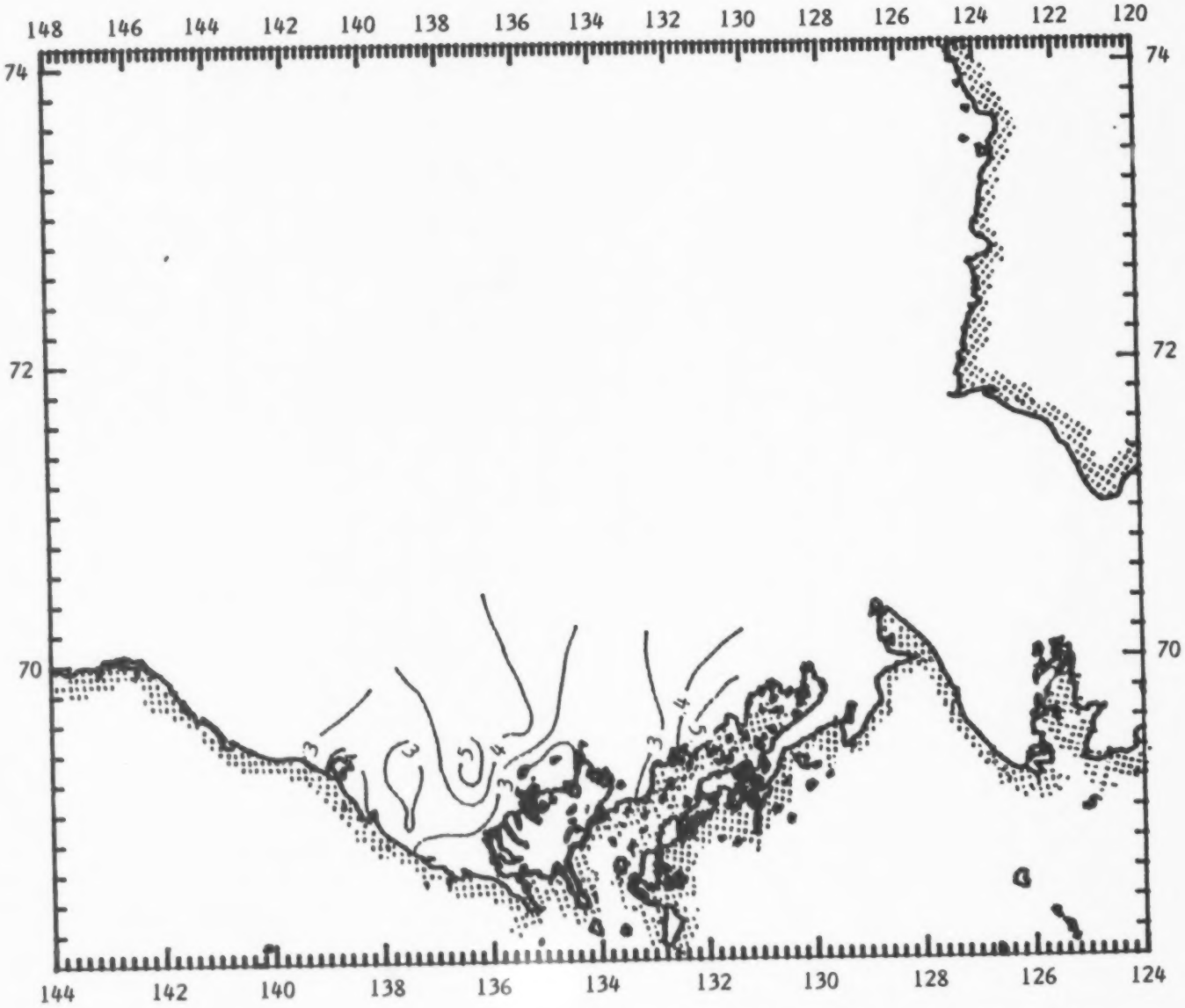


FIGURE 35 ISOPYCNES DANS LE SUD-EST DE LA MER DE BEAUFORT - 1974
(année de glace peu abondante)

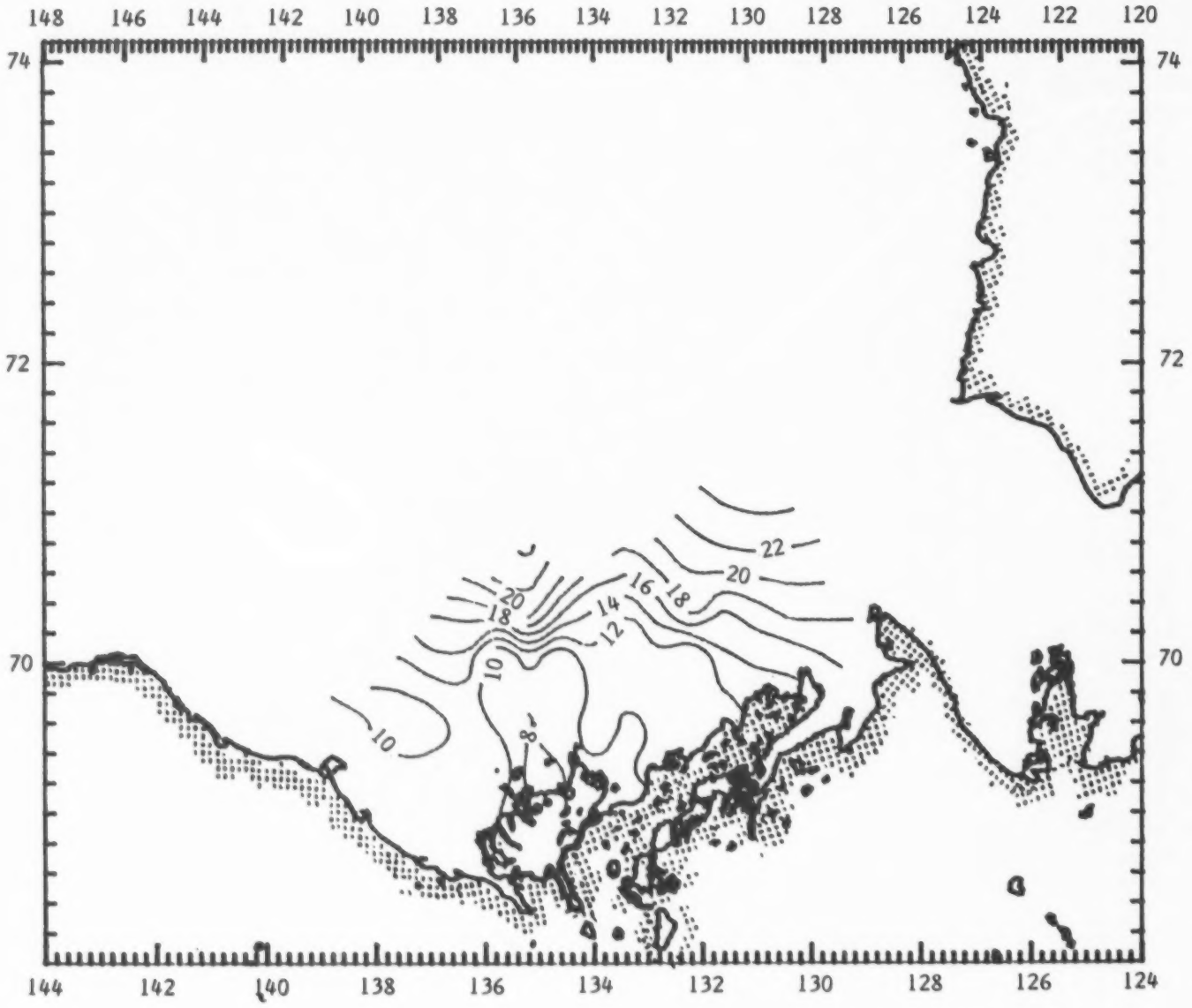


FIGURE 36 ISOPYCNES DANS LE SUD-EST DE LA MER DE BEAUFORT - 1975
(année de glace abondante)

La bordure du panache est caractérisée par des tourbillons généralement cycloniques (rotation anti-horaire) se déployant du panache vers le large. Ces tourbillons modifient la circulation générale et créent aussi des zones de faible densité superficielle au large du panache principal. Du pétrole de densité intermédiaire pourrait en pareil cas s'enfoncer ou être entraîné dans les tourbillons.

La fonte de la banquise polaire en été produit une bande d'eau peu saline en bordure de la glace. L'eau de faible densité supprime les isopycnes et peut établir un passage par lequel l'eau et le pétrole peuvent s'enfoncer sous la glace (Corse, 1974).

4 LA CÔTE PACIFIQUE

La distribution à grande échelle des gradients de densité dans les eaux marines de la Colombie-Britannique tient essentiellement aux importants apports en eau douce. L'écoulement annuel moyen d'eau douce varie de 200 cm/an à 400 cm/an comparativement à 75 cm/an à 100 cm/an sur la côte est et à 10 cm/an à 15 cm/an dans l'Arctique (anon., 1974). L'influence de l'écoulement d'eau douce s'étend sur des centaines de kilomètres vers le large. L'étendue de cette zone d'influence varie avec les saisons; elle est maximale de mai à juillet pendant la crue des principaux cours d'eau.

Le Fraser est de loin la principale source d'eau douce, comptant pour environ 75 p. 100 de l'écoulement dans le détroit de Géorgie. La rivière Skeena est la deuxième source en importance (avec approximativement le tiers du débit du Fraser). Près de l'embouchure des cours d'eau, les eaux superficielles peuvent être diluées sur de grandes surfaces. Plus loin, le mélange et la dispersion rendent la salinité de la mer irrégulière en surface; des eaux saumâtres sont entourées d'eau plus saline d'origine non côtière. De nombreux ruisseaux, cours d'eau et petites rivières approvisionnent aussi la mer en eau douce. L'apport de ces sources d'eau de faible densité est surtout important en décembre et janvier, alors que les précipitations locales sont à leur maximum. Parmi les sources d'eau douce, il y a aussi le ruissellement glaciaire qui alimente les nombreux fjords côtiers. Ce ruissellement atteint son maximum au milieu de l'été lorsque le réchauffement solaire fait fondre plus efficacement la glace.

La structure verticale de la densité diffère de la côte vers le large. Dans le milieu côtier, l'apport d'eau douce produit une couche superficielle de faible densité. Il s'y établit souvent une circulation estuarienne à deux couches. L'écoulement d'eau douce vers la mer près de la surface est compensé par un écoulement d'eau très salée vers la terre en profondeur. La pycnocline est habituellement assez nette. Par ailleurs, au large, ce sont souvent les variations de température qui régissent la structure verticale de la densité près de la surface. Le réchauffement solaire en été produit une couche superficielle chaude de faible densité, qui a habituellement 30 m d'épaisseur. Les vents d'hiver et la perte de chaleur en surface se combinent pour détruire ces gradients, laissant une couche bien mélangée de 100 m d'épaisseur en général, au-dessous de laquelle se trouve la thermocline permanente.

À part ces répartitions connues de la densité des eaux superficielles, des processus plus transitoires créent des zones de densité superficielle anormalement faible. Ces processus comprennent: les descentes d'eau, l'écoulement géostrophique, les fronts, la

circulation de Langmuir, les ondes internes et le brassage ou la dispersion rendant les eaux superficielles non homogènes.

Les sections qui suivent portent sur les distributions connues des gradients horizontaux et verticaux de densité par région. Suit une analyse des conditions de non-flottabilité du pétrole. La figure 37 est une carte de localisation de profils verticaux de densité représentatifs de ces régions.

4.1 Détroit Juan de Fuca

Le détroit Juan de Fuca relie d'est en ouest la partie sud du détroit de Géorgie à l'océan Pacifique. On y observe des courants superficiels de marée qui atteignent des vitesses de 100 cm/s à 180 cm/s. Des écoulements résiduels dus à la circulation estuarienne se déplacent habituellement à 10 cm/s ou 20 cm/s vers la mer en surface et à 10 cm/s vers la mer en surface et à 10 cm/s vers la terre en profondeur. En automne et en hiver, un faible débit se combine fréquemment à des vents du sud-ouest pour renverser l'écoulement superficiel et donner lieu à un écoulement résiduel vers l'est près de la surface, compensé par un écoulement vers la mer en profondeur.

La source directe la plus importante d'eau douce est la rivière San Juan sur la rive nord-est du détroit. Au printemps et en été, de grands débits se combinent à des vents du nord-ouest pour diriger l'écoulement vers l'ouest en surface, poussant l'eau peu dense du Fraser dans les parties est du détroit.

Les cartes mensuelles de structure horizontale de la densité montrent que les eaux superficielles ont une densité plus faible dans l'est (figure 38). Ceci est dû essentiellement au débit du Fraser, et l'effet est plus marqué pendant la période du débit maximal de mai à juillet. Les gradients de densité de surface en hiver sont relativement faibles.

La structure verticale de la densité est aussi relativement uniforme en hiver (figure 39, n° 5, et figure 40, en bas). Comme le débit augmente au printemps, une circulation estuarienne s'établit. Un écoulement d'eau peu dense vers la mer, en surface, est compensé par un écoulement d'eau très salée vers la terre, en profondeur. La stratification de la colonne d'eau est accentuée par la remontée d'eau marine salée au large qui est causée par les vents du nord-ouest d'été (figure 40, en haut).

4.1.1 Conditions favorisant l'enfoncement du pétrole. - On peut voir sur la figure 38 que du pétrole de densité supérieure à 23 σ_t s'enfoncerait dans la plupart des eaux orientales du détroit. Plus à l'ouest, il faudrait pour s'enfoncer qu'il ait une densité plus élevée ($> 24\ \sigma_t$). L'important gradient de densité (pycnocline) entre 25 m et 75 m

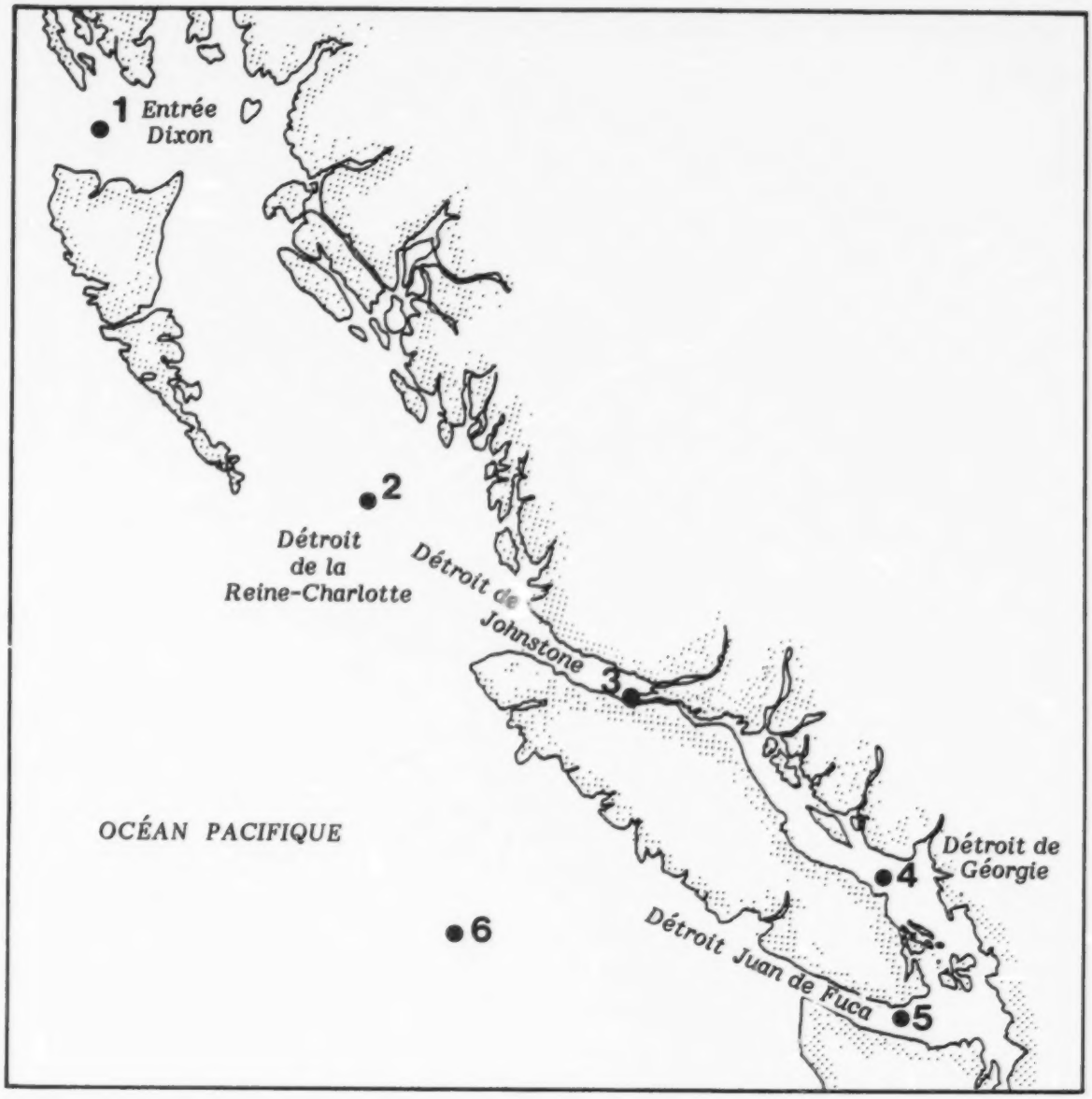


FIGURE 37 EMPLACEMENTS DE PROFILS VERTICAUX DE DENSITÉ REPRÉSENTATIFS DE LA CÔTE PACIFIQUE

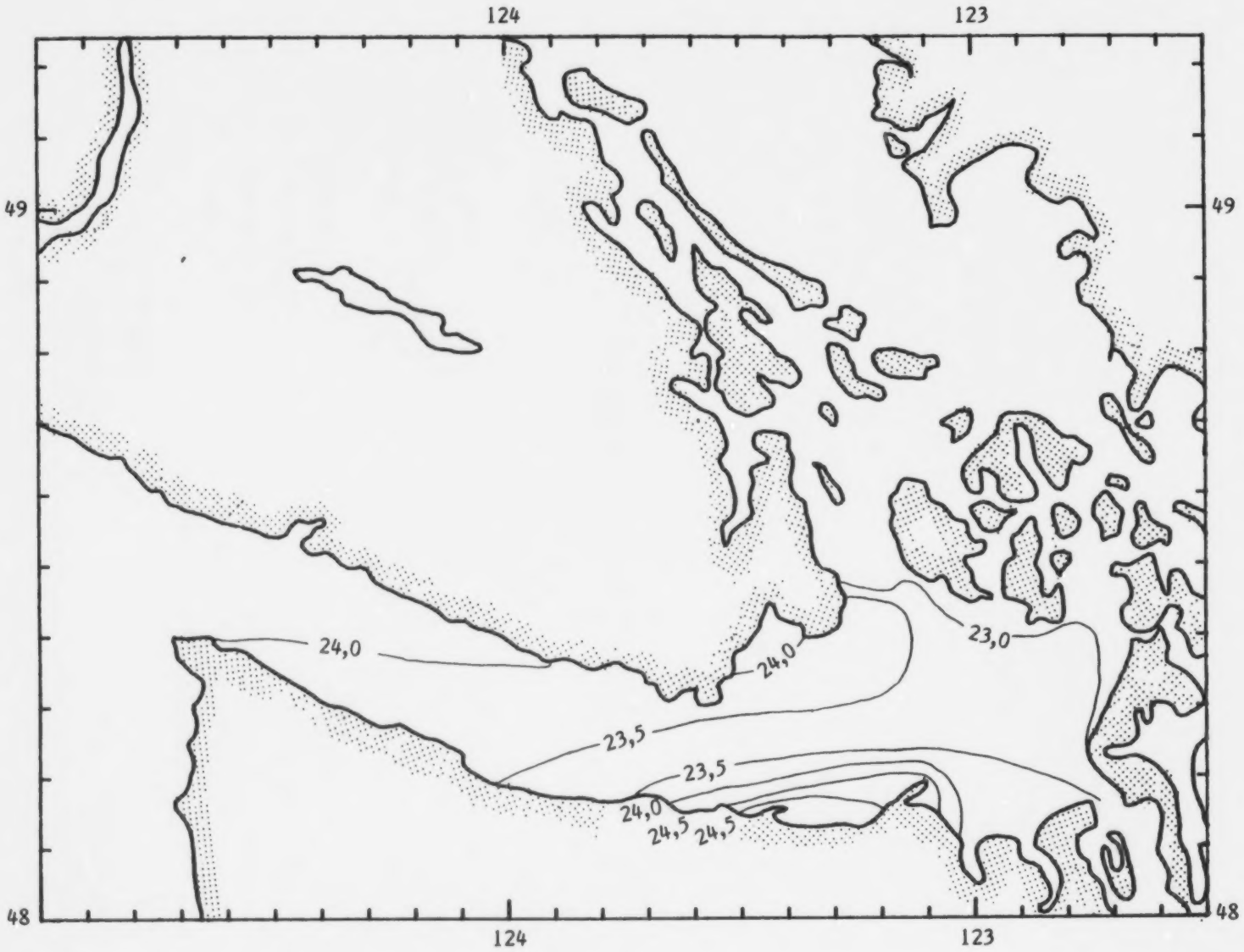


FIGURE 38 ISOPYCNES DANS LE DÉTROIT JUAN DE FUCA DURANT L'ÉTÉ

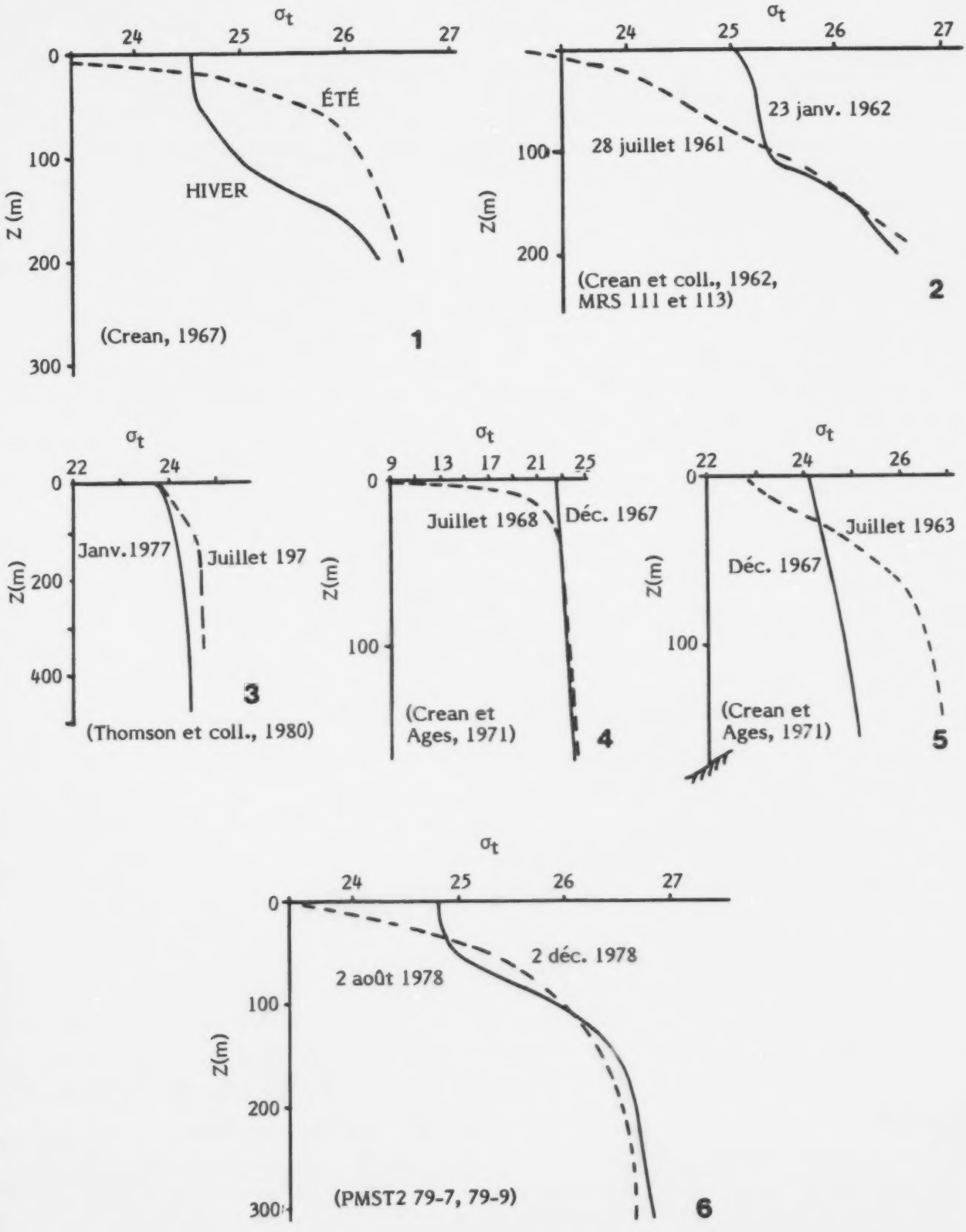


FIGURE 39 PROFILS DE DENSITÉ REPRÉSENTATIFS DE LA CÔTE PACIFIQUE DU CANADA

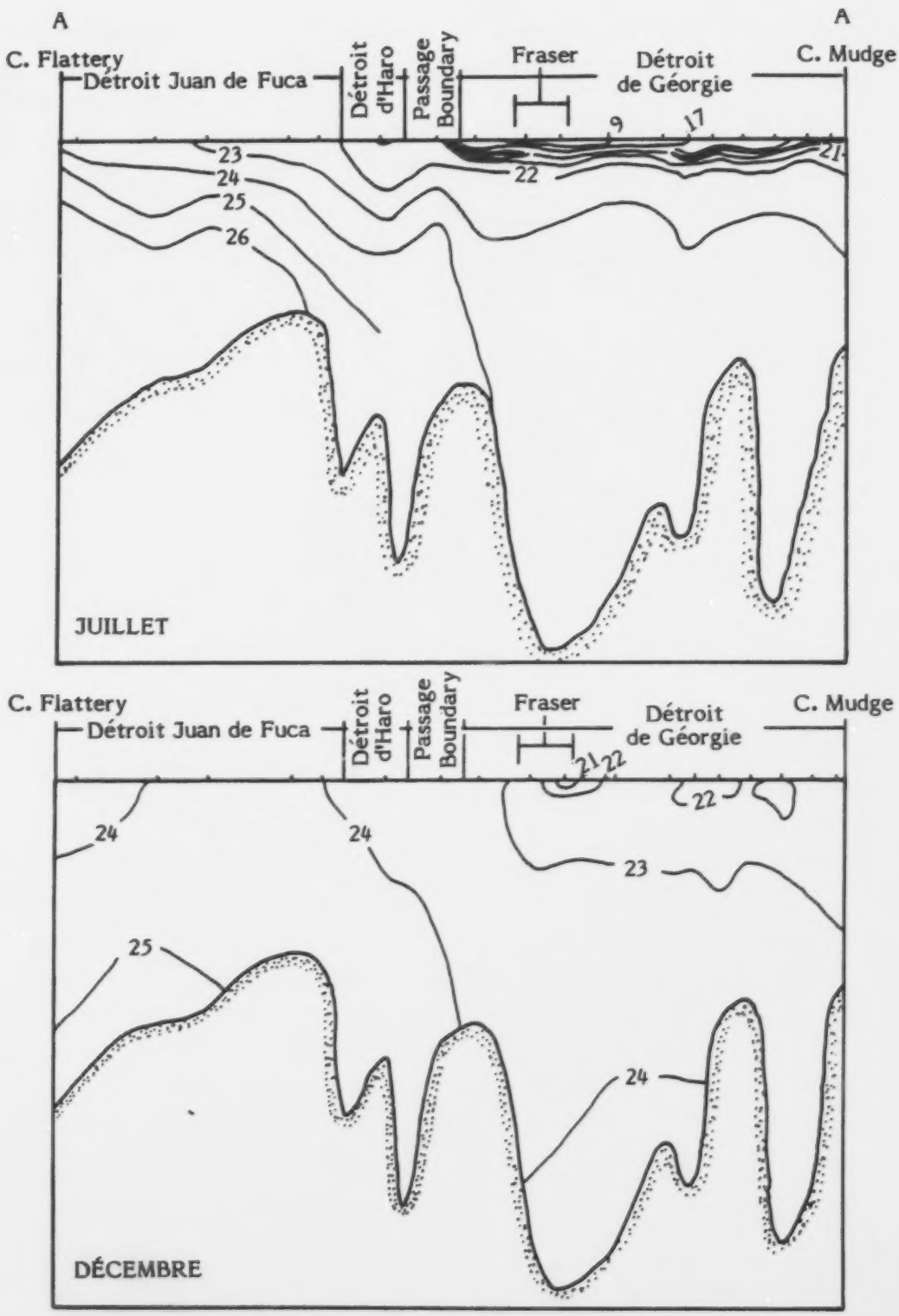


FIGURE 40 COUPES DU DÉTROIT JUAN DE FUCA ET DU DÉTROIT DE GÉORGIE AVEC ISOPYCNES (Crean et Ages, 1971)

(figure 39, n° 5) empêche tout pétrole de densité inférieure à 26,5 σ_t de pénétrer dans la couche inférieure en été. Du pétrole de densité plus élevée pourrait atteindre la couche inférieure ou le fond et, en été, être transporté vers la terre (est) par le courant résiduel en profondeur. En hiver, seul du pétrole de densité supérieure à 24 σ_t pourrait s'enfoncer. Si sa densité était supérieure à 25 σ_t, il coulerait dans la colonne d'eau et pourrait être entraîné par les courants résiduels de la couche de fond.

Au large de l'embouchure de la rivière San Juan, la densité superficielle peut diminuer, surtout en hiver lorsque les précipitations locales sont à leur maximum. Du pétrole flottant à peine, en surface, dans cette zone pourrait s'enfoncer.

4.2 Détroit de Géorgie

Le détroit de Géorgie est relié à l'océan Pacifique à la fois au nord et au sud. La liaison se fait par des chenaux étroits et relativement peu profonds, particulièrement au nord. La côte ouest est assez régulière, mais la rive orientale est découpée de nombreux bras de mer (fjords). Ce sont des vallées glaciaires qui ont été inondées lors de la remontée du niveau de la mer.

Environ 75 p. 100 de l'apport d'eau douce dans le détroit provient du Fraser, la rivière Squamish étant la seconde source en importance. La circulation résiduelle serait anti-horaire en général, mais ce n'est pas certain. Le marnage et les courants poussés par le vent sont les principaux facteurs déterminant la circulation superficielle. Des ondes internes se produisent souvent lorsque le panache du Fraser recouvre des eaux océaniques plus denses. Les seuils aux entrées du passage Boundary et de la passe Active génèrent des ondes internes qui se propagent dans le sud et le centre du détroit de Géorgie (Thomson, 1981).

Comme dans le détroit Juan de Fuca, les gradients de densité superficiels sont relativement faibles en hiver, sauf à l'embouchure du Fraser où les salinités sont toujours relativement faibles (figure 41). Vers mai, le rayonnement solaire et le débit du Fraser se combinent pour produire une couche superficielle tiède et peu salée qui s'étend presque partout dans le sud et le centre du détroit. Cela donne lieu à une forte pycnocline estivale dans les 25 à 30 mètres supérieurs (figure 39, n° 4). En plus de la principale source d'eau douce qu'est le Fraser, on trouve aussi des zones localisées d'eau superficielle peu dense associées à de petits cours d'eau se déversant dans le détroit.

4.2.1 Conditions favorisant l'enfoncement du pétrole. - Presque partout dans le détroit de Géorgie en hiver (figure 41, en bas), les densités superficielles se maintiennent à environ 22 σ_t. Du pétrole de densité plus élevée s'enfoncerait et, au-delà de 24 σ_t,

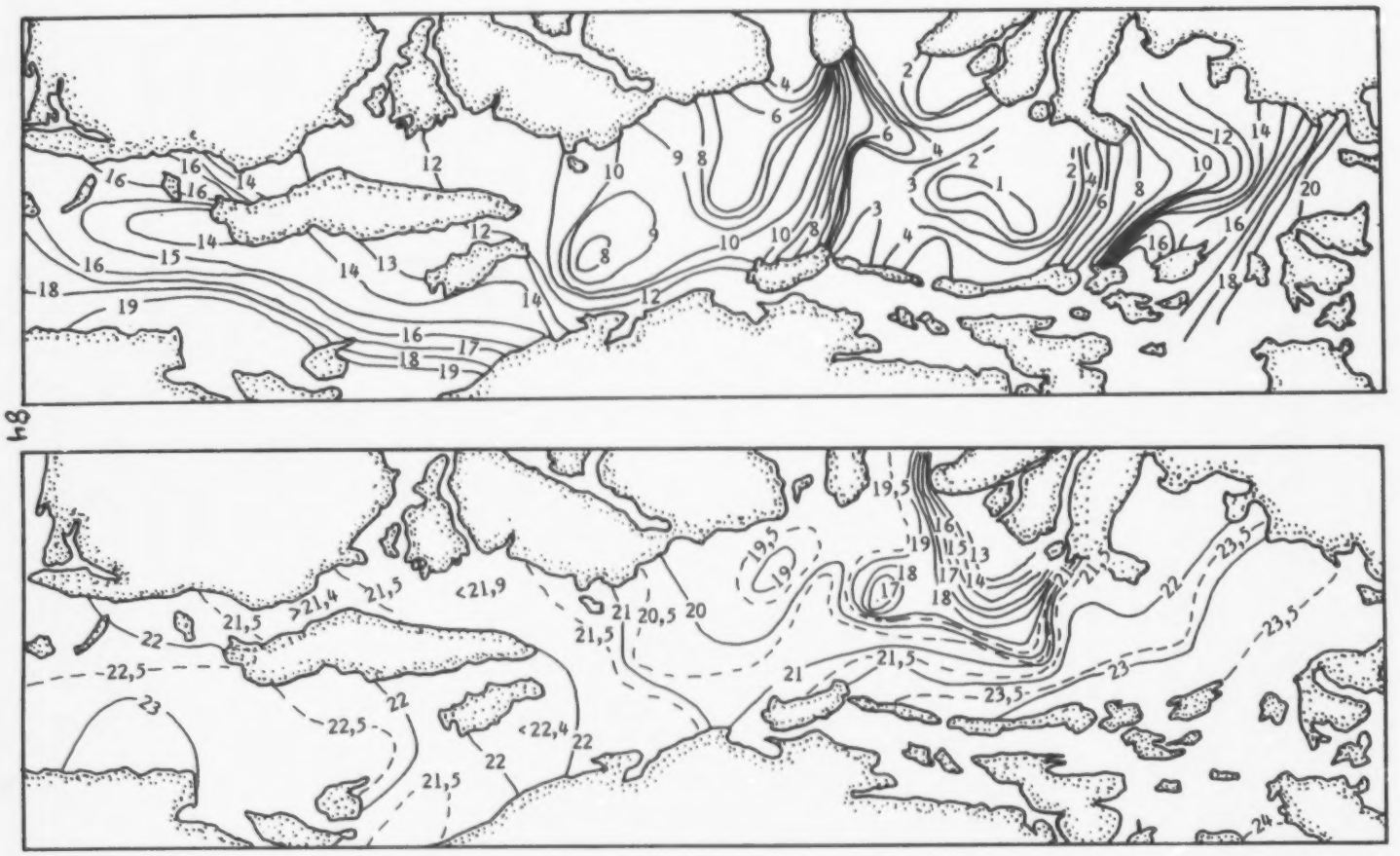


FIGURE 41 ISOPYCNES DANS LE DÉTROIT DE GÉORGIE (en haut: juin; en bas: février)

atteindrait le fond. Près de l'embouchure du Fraser, même en hiver, il y a une couche superficielle saumâtre; sa densité est de 20 σ_t ou moins, selon l'éloignement de l'embouchure, de sorte que du pétrole peut facilement s'enfoncer dans ces zones en hiver. La profondeur atteinte par le pétrole dépend de la densité de celui-ci et de la structure verticale de la densité de l'eau à cet endroit particulier.

En été, le pétrole peut beaucoup plus facilement s'enfoncer dans l'eau puisque les densités superficielles sont de 10 σ_t ou moins, presque partout dans le sud et le centre du détroit, et peuvent atteindre quelque 20 σ_t dans les entrées. La forte pycnocline, entre la surface et 25 m environ empêcherait le pétrole de densité inférieure à 23 σ_t de pénétrer dans la couche profonde.

Ainsi, des pétroles de densités très variées (< 10 à 23 σ_t) s'enfonceraient jusqu'à 10 m ou 20 m, là où ils atteindraient leur profondeur d'équilibre. Ils se déplaceraient ensuite surtout à l'horizontale, peut-être vers la terre, en sens inverse de l'écoulement superficiel.

Les zones de densité superficielle localement faible sont aussi des zones où du pétrole dérivant en surface s'enfoncerait. Elles sont généralement limitées aux embouchures des petits cours d'eau.

Dans les fjords et les bras de mer situés le long de la côte du continent, la circulation est en général estuarienne et comporte deux couches. Comme à l'embouchure du Fraser, du pétrole pourrait s'enfoncer sous la couche superficielle de densité relativement faible et se déplacer horizontalement avec l'écoulement résiduel de la couche profonde.

4.3 Passage Discovery, détroit de Johnstone et détroit de la Reine-Charlotte

Le détroit de Johnstone et le passage Discovery sont d'étroits chenaux soumis à de forts courants de marée. Le vigoureux brassage dû aux marées ne permet que de petites gradations verticales de la densité (figure 39, n° 3). Toutefois la salinité (et donc la densité) augmente légèrement à la fois vers la mer (au nord) et avec la profondeur à cause de la circulation estuarienne.

Dans le détroit de la Reine-Charlotte, les eaux bien mélangées du détroit de Johnstone rencontrent les eaux plus stratifiées du large. Par conséquent, la densité de l'eau a une structure plus variée, l'eau étant plus dense vers la mer et en profondeur. La densité superficielle est plus faible en hiver (à cause du ruissellement des précipitations locales) et plus fortes en automne après la fonte de la neige. Il n'y a pas de forte pycnocline dans le détroit de la Reine-Charlotte, ni en été, ni en hiver.

4.3.1 Conditions favorisant l'enfoncement du pétrole. - Au cours de l'année, la densité de l'eau superficielle varie en général de 22 σ_t à 25 σ_t. Vu la faible stratification, du pétrole ayant une densité de 25 σ_t ou plus s'enfoncerait jusqu'au fond de la colonne d'eau. Il peut y avoir de forts gradients horizontaux dans les fjords, où, par endroits, du pétrole léger serait incapable de flotter.

4.4 Bassin de la Reine-Charlotte, détroit d'Hécate et entrée Dixon

Les voies d'eau du bassin de la Reine-Charlotte et du détroit d'Hécate couvrent la vaste région de la plate-forme au nord de l'île de Vancouver. Le bassin est ouvert sur les eaux du large, tandis que le détroit d'Hécate se trouve du côté sous le vent des îles de la Reine-Charlotte. L'entrée Dixon relie d'est en ouest les îles de la Reine-Charlotte à l'océan au nord (figure 37).

Les principales sources d'eau douce sont les rivières Skeena et Nass qui déversent d'énormes volumes d'eau de fonte des neiges de mai à juillet. Cette eau douce est principalement concentrée dans le passage Chatham et la partie est de l'entrée Dixon. Quelques régions présentent une salinité minimale en hiver à cause de l'écoulement dû aux précipitations locales (Pickard et McLeod, 1953).

Les courants sont dominés par les marées. Ils peuvent être modifiés par la force du vent et par la circulation estuarienne due à l'écoulement.

La structure verticale de la densité (figure 39, numéros 1 et 2) reflète les faibles salinités superficielles qu'on observe en été. Dans certaines zones côtières, l'eau superficielle est peu dense en hiver à cause des précipitations locales.

Les cartes d'isopycnes de surface (figures 42, 43, 44 et 45) montrent la forte influence de l'écoulement de mai à juillet, particulièrement dans l'est de l'entrée Dixon. Des eaux superficielles peu salines recouvrent aussi une grande partie de la plate-forme. En hiver, les eaux superficielles sont plus salines; toutefois, un gradient persiste, les eaux superficielles étant moins denses près de la côte et dans l'entrée Dixon.

4.4.1 Conditions favorisant l'enfoncement du pétrole. - Le pétrole de densité supérieure à environ 24 σ_t tend à s'enfoncer presque partout en été. Dans l'est de l'entrée Dixon, la densité des eaux superficielles peut tomber à 18 σ_t ou moins, ce qui rend le pétrole encore plus susceptible de s'enfoncer. La pycnocline estivale, qui s'étend de la surface jusqu'à environ 75 m à 100 m de profondeur, empêche le pétrole de densité inférieure à 26,5 σ_t de pénétrer dans les eaux plus profondes.

En hiver (figure 45), les eaux superficielles sont bien mélangées jusqu'à 100 m, et du pétrole de densité 25 σ_t pourrait pénétrer jusqu'à la pycnocline à environ 150 m. Il

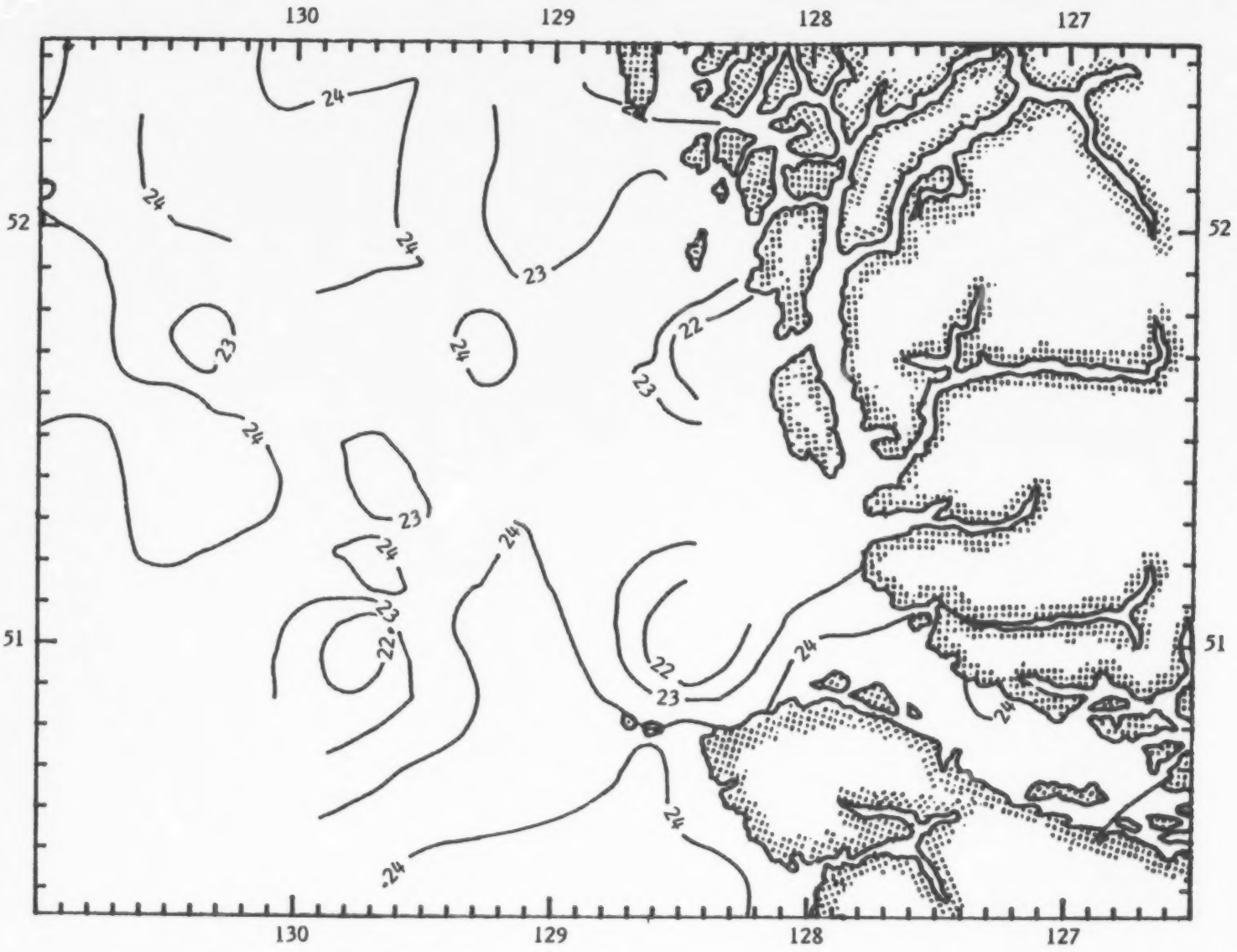


FIGURE 42 ISOPYCNES DANS LE DÉTROIT ET LE BASSIN DE LA REINE-CHARLOTTE, DE MAI À SEPTEMBRE

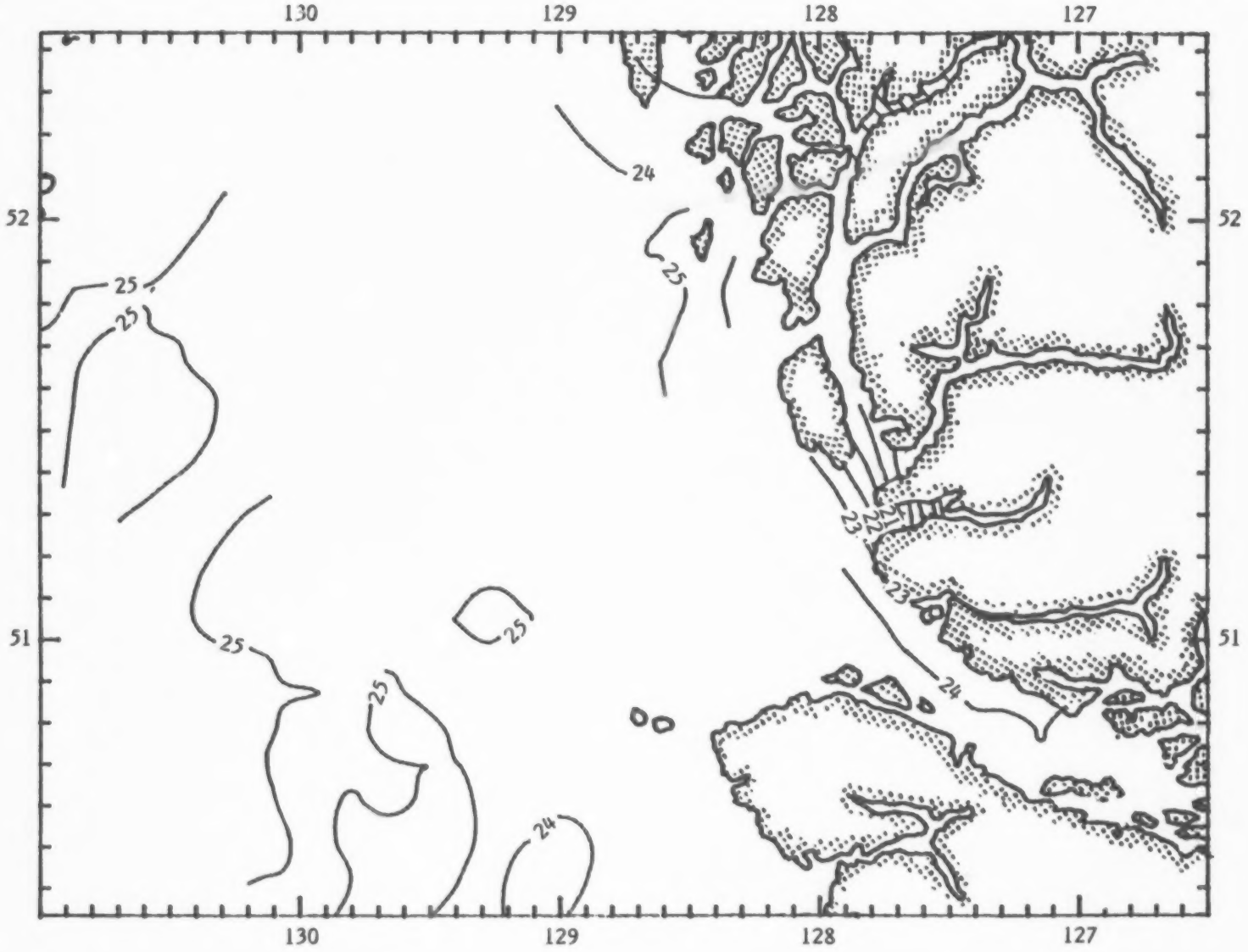


FIGURE 43 ISOPYCNES DANS LE DÉTROIT ET LE BASSIN DE LA REINE-CHARLOTTE, D'OCTOBRE À AVRIL

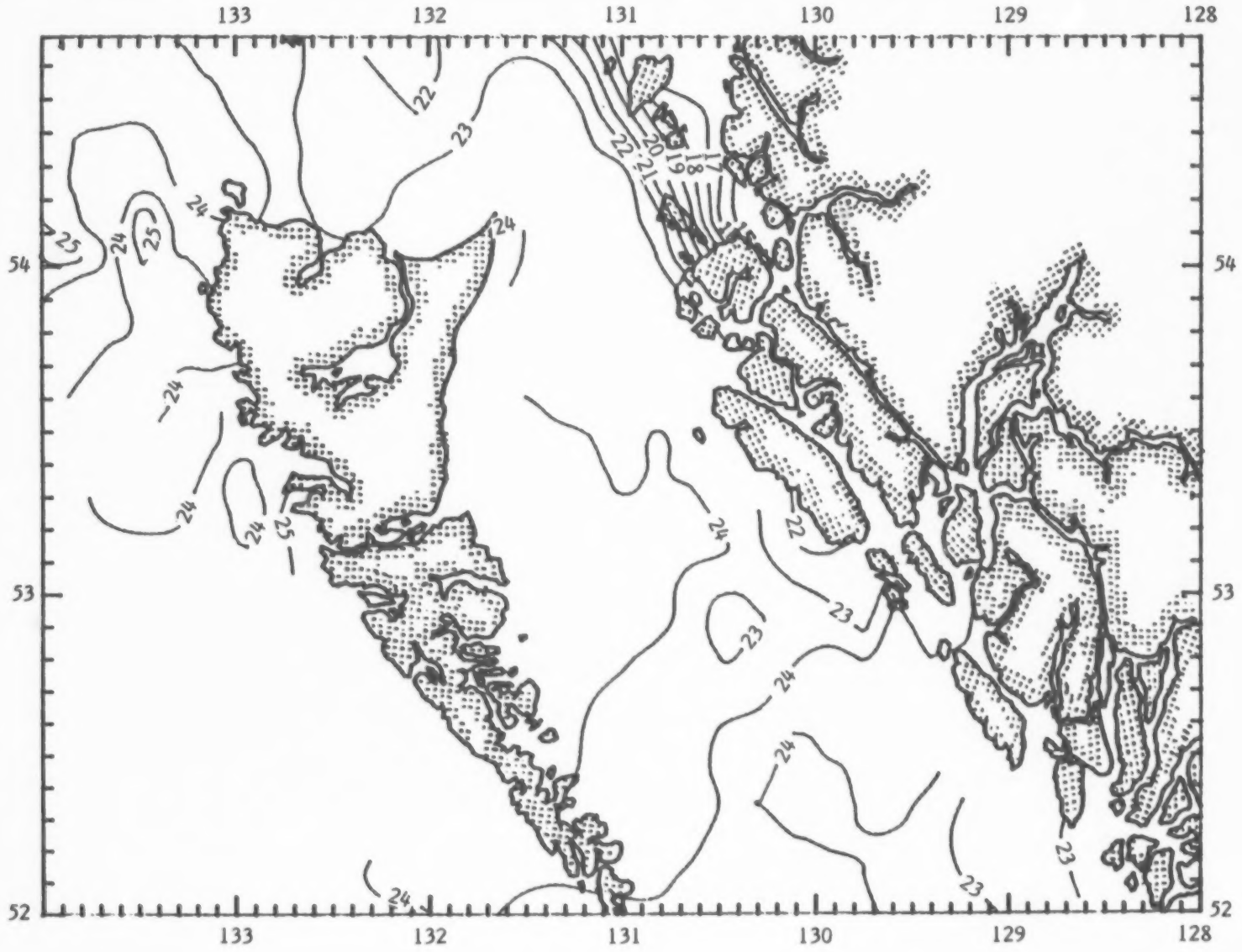


FIGURE 44 ISOPYCNES DANS LE DÉTROIT D'HÉCATE ET L'ENTRÉE DIXON, DE MAI À SEPTEMBRE

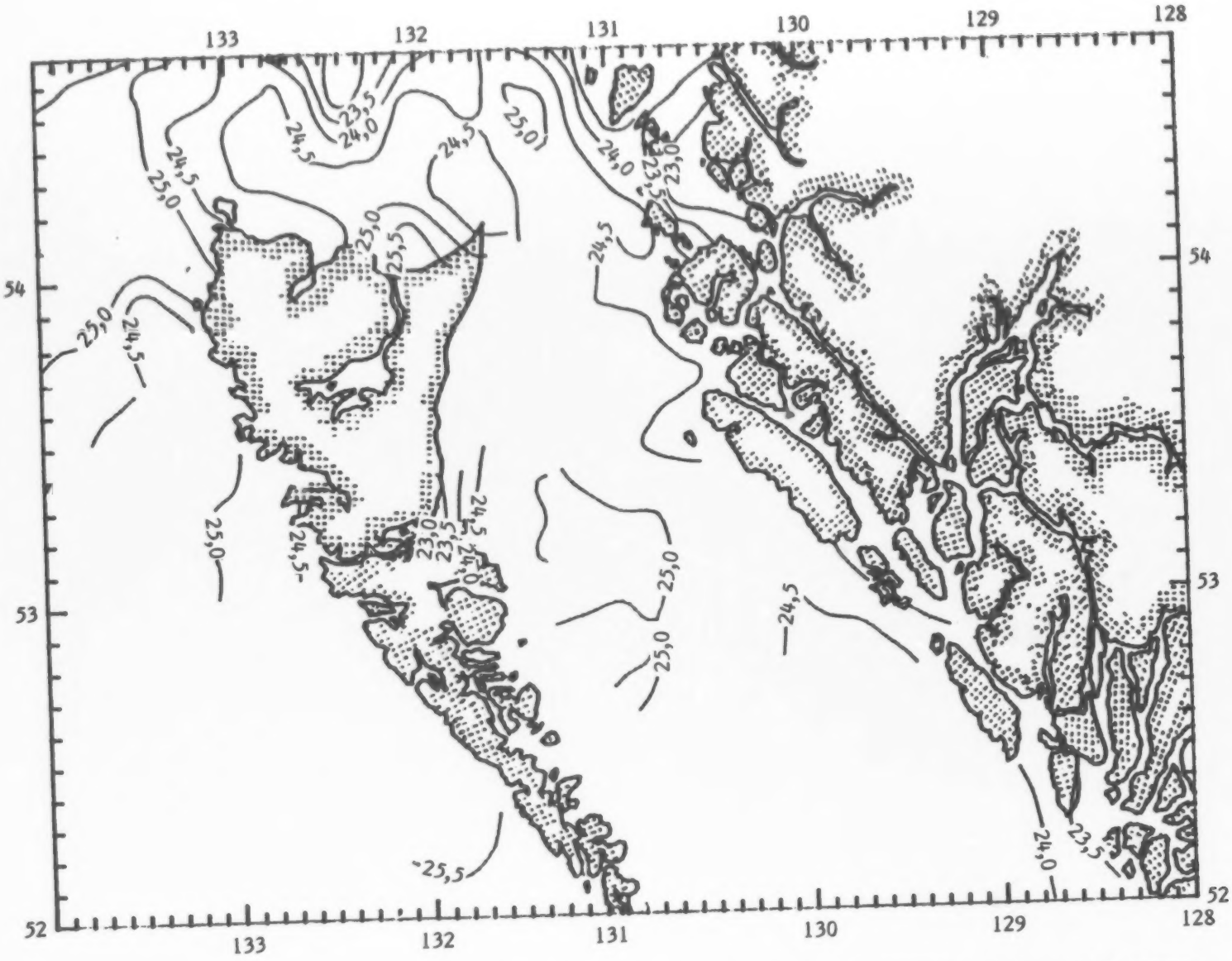


FIGURE 45 ISOPYCNES DANS LE DÉTROIT D'HÉCATE ET L'ENTRÉE DIXON, D'OCTOBRE À AVRIL

faudrait encore que le pétrole ait une densité de 26 σ_t ou plus pour atteindre des eaux plus profondes.

On peut trouver de l'eau superficielle de densité anormalement faible le long de la côte continentale en hiver à cause de l'écoulement dû aux précipitations locales. Du pétrole, flottant tout juste en surface et dérivant le long de la côte, s'enfoncerait sous une telle eau (c'est-à-dire l'eau superficielle moins dense pourrait recouvrir le pétrole plus dense).

4.5 Eaux du large

Les eaux du large (au-delà de la limite économique de 200 milles) n'ont pas fait l'objet d'un examen scientifique aussi poussé que les eaux côtières. Nos connaissances sont limitées et beaucoup d'aspects nous échappent totalement.

Les variations de salinité et de température des eaux du large sont déterminées par des mécanismes différents de ceux qui s'appliquent près de la côte. Même si les effets des apports d'eau douce se font sentir à des centaines de kilomètres au large, les eaux peu salées sont dispersées et diluées. On observe en été le long des régions de la plate-forme, des remontées d'eau très salée à la surface. Aux variations de densité dues aux changements de salinité, s'ajoutent celles dues au réchauffement solaire saisonnier. En été, il se forme une couche superficielle tiède caractérisée par une thermocline prononcée qui se dissipe plus tard sous l'effet des vents d'hiver et des pertes de chaleur en surface.

Les cartes d'isopycnes de surface (figures 46 et 47) montrent que la densité superficielle est en général plus élevée au large à cause de l'effet réduit de l'écoulement côtier. Les données provenant des stations océanographiques renseignent relativement peu, mais des images infrarouges obtenues par satellite révèlent que l'on peut souvent reconnaître les restes d'écoulements côtiers au large à des taches d'eaux saumâtres d'eaux ambiantes d'origine non côtière.

Les vents du nord-ouest en été et la dérive résultante d'Ekman dirigent les eaux de la plate-forme vers le large, donnant lieu à une remontée d'eau dense et saline. Cet effet est plus prononcé le long des parties sud et centrale de la côte de l'île de Vancouver, et au sud, le long de la côte de l'Oregon, où la plate-forme y est relativement large. Plus au nord, au large des îles de la Reine-Charlotte, les vents du nord-ouest sont moins dominants en été et, lorsqu'ils soufflent, toute remontée d'eau est probablement confinée près de la côte le long de la plate-forme étroite.

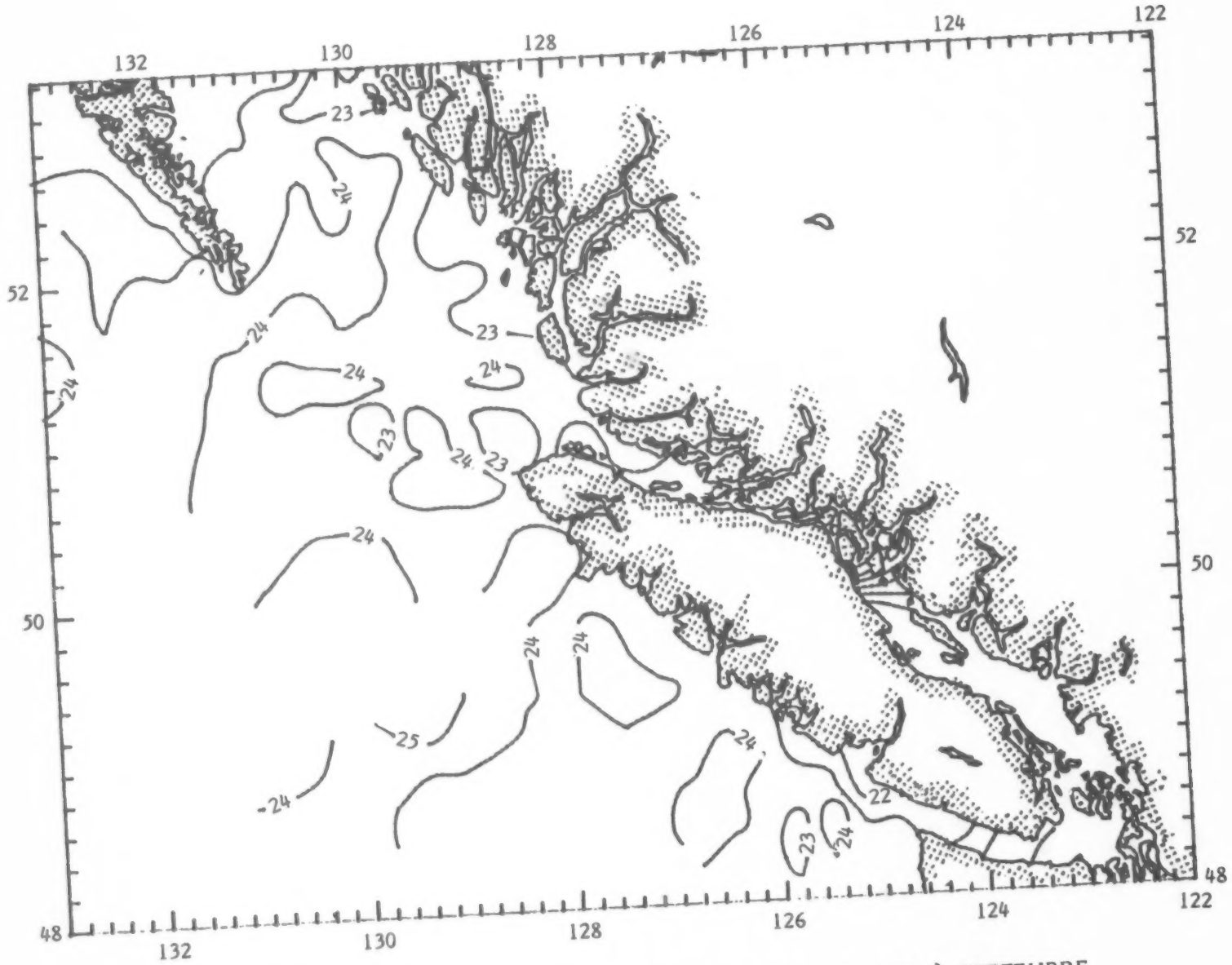


FIGURE 46 ISOPYCNES DANS LES EAUX DU LARGE, DE MAI À SEPTEMBRE

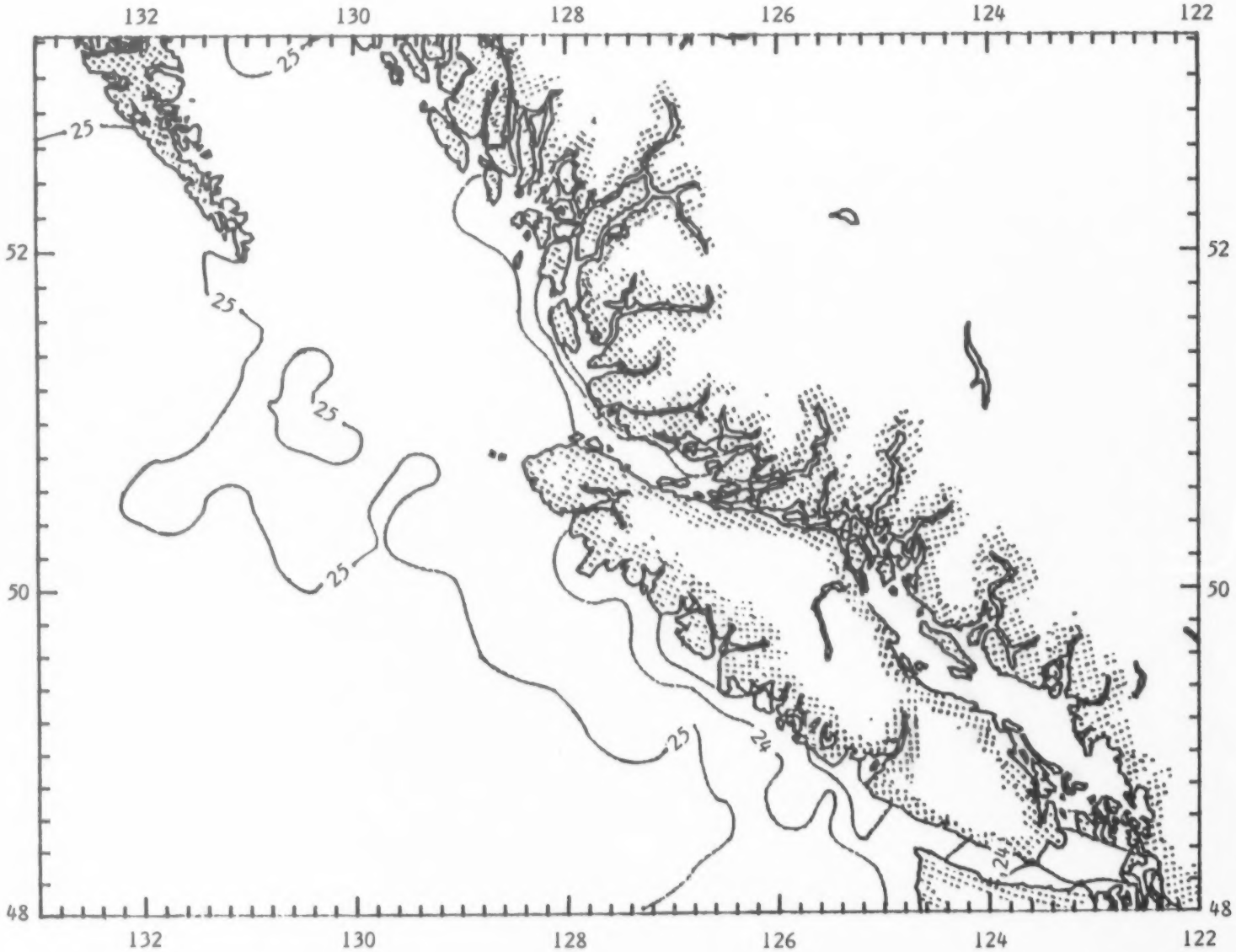


FIGURE 47 ISOPYCNES DANS LES EAUX DU LARGE, D'OCTOBRE À AVRIl

En hiver, les précipitations élevées le long des côtes des îles de la Reine-Charlotte et de Vancouver produisent un apport d'eau peu salée le long de la côte, ce qui contraste avec les crues, de mai à juillet, des cours d'eau tels que le fleuve Fraser, qui sont alimentés principalement par l'eau de fonte de la neige.

4.5.1 Conditions favorisant l'enfoncement du pétrole. - Il est plus probable que du pétrole flottant en surface s'enfonce près de la côte, particulièrement pendant la période de crue, mais aussi en hiver, dans les zones côtières où se déversent les eaux de précipitations locales. Les densités superficielles au large varient généralement entre 23 σ_t à 25 σ_t, et pour s'enfoncer, tout pétrole devrait avoir une densité de 24 σ_t à 25 σ_t.

Du pétrole peut s'enfoncer dans des zones d'eau de faible salinité qu'on peut retrouver au large. Du pétrole flottant tout juste sous la surface peut s'enfoncer dans des zones d'eau saumâtre. Il ne peut alors s'enfoncer bien profondément à cause de la forte densité de l'eau sous-jacente; il peut ensuite refaire surface ou être agité par le brassage des couches superficielles. On connaît mal ces zones saumâtres; leur étendue et leur emplacement sont extrêmement variables.

RÉFÉRENCES

Anon. (1974). *The National Atlas of Canada*, 4e éd., MacMillan Co. of Can., avec la collaboration d'Énergie, Mines et Ressources Canada et Information Canada, Ottawa (1974).

Corse, W.R. (1974). *An Oceanographic Investigation of Mesostructure Near Arctic Ice Margins*, M.Sc. Thesis, U.S. Naval Postgraduate School, Montery, CA, 52 p. (1974).

Crean, P.B. et A.B. Ages (1971). *Oceanographic Records from Twelve Cruises in the Strait of Georgia and Juan de Fuca Strait, 1968.* Énergie, Mines et Ressources Canada, vol. 1, 55 pages.

Garrett, C.J.R. et R.H. Loucks (1976). "Upwelling along the Yarmouth Shore of Nova Scotia", *J. Fish Res. Bd. Canada*, vol. 33, nº 1, pp. 116-117.

Huggett, W.S., M.J. Woodward, F. Stephenson, F.V. Hermiston et A. Douglas (1975). *Near Bottom Currents and Offshore Tides*, Beaufort Sea Proj., Dept. Env., Victoria, Tech. Rep. No. 16, 38 pages.

Jordan, R.E. et J.R. Payne (1980). *Fate and Weathering of Petroleum Spills in the Marine Environment*, Ann Arbor Science Publ. Inc., Ann Arbor, MI (1980).

Keeley, J.R. (1981). "Mean conditions of potential temperature and salinity along the Flemish Cap Section", *MEDS. Tech. Rep. No. 9*, 148 pages.

Kinney, P.J., D.K. Button et D.M. Schell (1969). "Kinetics of dissipation and biodegradation of crude oil in Alaska's Cook Inlet", *Conf. Prev. Control Oil Spills*, pp. 333-340.

Pickard, G.L. et S. McLeod (1953). "Seasonal variation of temperature and salinity of surface waters of the British Columbia Coast", *Fisheries Resources Board Canada*, vol. 10, nº 3, pp. 125-145.

Spooner, M.F. (1971). "Effects of oil and emulsifiers on marine life", *Water Pollution by Oil*, P. Hepple (éd.), pp. 375-376.

Sterling, I. et H. Cleator (1981). *Polynyas in the Canadian Arctic*, Can. Wildlife Ser., Edmonton, Alta., Occ. Paper No. 45, 73 pages.

Thomson, R.E. (1981). "Oceanography of the British Columbia Coast", *Can. Spec. Publ. Fish. Aquat. Sci.*, vol. 56, 291 pages.

BIBLIOGRAPHIE

Bailey, W.B. (1957). "Oceanographic observations in the Bay of Fundy since 1952", *Fish. Res. Bd. of Canada*, Manuscript Report No. 633, 72 pages.

Barber, F.G. et C.J. Glennie (1964). "On the oceanography of Hudson Bay, an atlas presentation of data obtained in 1961", Dept. of Mines and Technical Surveys, Marine Sciences Branch, Manuscript Report Series No. 1 (1964).

Benoit, J. (1979). Thèse de maîtrise en sciences, données du Projet d'étude des courants de Gaspé, juin, sept. et nov. 1978.

Bigelow, H.B. (1924). "Physical oceanography of the Gulf of Maine", *Bull. of the Bur. of Fisheries*, Vol. XL, Part II, Doc. No. 969, Wash., D.C. 1025 pages.

Bornhold, B.C. (1975). "Suspended matter in the Southern Beaufort Sea", *Beaufort Sea Project*, Dept. of the Env., Victoria, Beaufort Sea Tech. Rep. No. 25B.

Bulleig, E.R. et D.M. Steven (1972). *Measurement of Primary and Secondary Production in the Gulf of St. Lawrence*, McGill Univ. Marine Science Centre, M.S. Rep. No. 21, 111 pages.

Canadian Oceanographic Data Centre (1963). *Grand Bank and St-Pierre Bank, North Atlantic Ocean*, CODC, Ottawa, 1963 Data Record Series, n° 1, 81 pages

Canadian Oceanographic Data Centre (1964). *Data Record - Hudson Bay Project, 1961*, CODC, Ottawa, 1964 Data Record Series, n° 12.

Canadian Oceanographic Data Centre (1966). *Arctic, Hudson Bay and Hudson Strait, August 5 - October 4, 1962*, CODC, Ottawa, 1966 Data Record Series, n° 4.

Canadian Oceanographic Data Centre (1968). *Arctic Hudson Bay and Hudson Strait, July 21 to September 9, 1967*, CODC, Ottawa, 1968 Data Record Series, n° 4.

Canadian Oceanographic Data Centre (1966). *Gulf of St. Lawrence and Halifax Section, Nov. 16 to Nov. 25, 1964*, CODC, Ottawa, 1966 Data Record Series, n° 9, 86 pages.

Canadian Oceanographic Data Centre (1969). *Grand Banks to the Azores and Scotian Shelf, April 12 to May 5, 1966*, CODC, Ottawa, 1969 Data Record Series, n° 2.

Canadian Oceanographic Data Centre (1965). *Smith Sound to Strait of Belle Isle, Sept. 4 to Oct. 24, 1964*, CODC, Ottawa, 1965 Data Record Series, n° 11, 165 pages.

Canadian Oceanographic Data Centre (1969). *Data from Davis Strait and Northern Labrador Sea, Aug. 27 to Oct. 22, 1965*, CODC, Ottawa, 1969 Data Record Series, n° 7, 203 pages.

Canadian Oceanographic Data Centre (1969). *Baffin Bay, Sept. 25 to Oct. 24, 1962*, CODC, Ottawa, 1967 Data Record Series, n° 4, 169 pages.

Canadian Oceanographic Data Centre, *Baffin Bay, Sept. 15 to Oct. 25, 1963*, CODC, Ottawa, 1967 Data Record Series, n° 7, 211 pages.

Canadian Oceanographic Data Centre (1965). *Baffin Bay Data Record, Smith Sound to Strait of Belle Isle, Sept. 4 to Oct. 24, 1964*, CODC, Ottawa, 1965 Data Record Series, nº 11, 165 pages.

Coachman, L.K. et C.A. Barnes (1961). "The contribution of Bering Sea Water to the Arctic Ocean, *Arctic*. Vol. 14, nº 3, pp. 147-161.

Collin, A.E. (1961). "Oceanographic Activities of the Polar Continental Shelf Project", *J. Fish. Res. Bd. Canada*, vol. 18, pp. 253-258.

Crean P.B., W.R. Harling, R.B. Tripp, F.W. Dobson, J.H. Meikle et H.J. Hollister (1962). *Oceanographic Data Record - Monitor Project, July 24 - Nov. 16, 1961*, Fisheries Resources Board, Canada, Man. Rep. Ser. (O&L) 22 février 1962, nº 111, 489 pages.

Crean, P.B., R.B. Tripp et H.J. Hollister (1962a). *Oceanographic Data Record - Monitor Project, Jan. 15 - Feb. 5, 1962*, Fisheries Resources Board, Canada, Manitoba, Rep. Ser. (O&L), 27 mars 1962, nº 113, 169 pages.

Crean, P.B., R.B. Tripp et H.J. Hollister (1962b). *Oceanographic Data Record - Monitor Project, March 12 to April 5, 1962*, Fish. Res. Bd. Can. MS Rep. (Oceanogr. Limnol.), nº 129, 210 pages.

Crean, P.B. (1967). *Physical Oceanography of Dixon Entrance, British Columbia*, Fisheries Resources Board, Canada, Bull. nº 156, 66 pages.

Crean, P.B., W.S. Huggett et M. Miyake (1979). *Data report of STD observations; Vol. 1, Strait of Juan de Fuca, 1973*, Institute of Ocean Sciences, Patricia Bay, Sidney, B.C. Pacific Marine Science Report 79-13, 184 pages.

d'Anglejan, B.F. et M.J. Dunbar (1968). *Some Observations of Oxygen, pH and Total Alkalinity in the Gulf of St. Lawrence, 1966, 1967, 1968*, McGill Univ. Marine Science Centre, M.S. Rep. No. 7, 50 pages.

de la Ronde, M. (1972). *Temperature, Salinity and Density Distributions of the Scotian Shelf 1965-1971*, Institut océanographique de Bedford, Data Series, BI-D-72-6, 51 pages.

Dobson, D. (1974). *Temperature, Salinity and Density Distributions of the Halifax Section 1974*, Bedford Institute of Oceanography, Data Series Report, BI-D-75-6 (1972).

Dodimead, A.J., K.B. Abbott-Smith et H.J. Hollister (1960c), *Oceanographic Data Record, North Pacific Survey, January 12 to February 10, 1960*, Fish. Res. Bd. Can., M.S. Rep. (Oceanogr. and Limnol.) nº 63, 136 pages.

Dodimead, A.J., L.F. Giovando, R.H. Herlinveaux, R.K. Lane et H.J. Hollister (1960b). *Oceanographic Data Record, North Pacific Surveys, July 10 to September 6, 1960*, Fish. Res. Bd. Can., M.S. Rep. (Oceanogr. and Limnol.) nº 82, 329 pages.

Dodimead, A.J., A. Ballantyne et M. Douglas (1979a). *Oceanographic Observations During Fisheries Research Surveys off the British Columbia Coast in 1977*, Fish. and Mar. Serv. Data Rep., nº 144, 41 pages.

Dodimead, A.J., A. Ballantyne et M. Douglas (1979b). *Oceanographic Observations During Fisheries Research Surveys off the British Columbia Coast in 1978*, Fish. and Mar. Serv. Data Rep. n° 160, 136 pages.

Dodimead, A.J. et A. Ballantyne (1980). *Oceanographic Observations During Fisheries Research Surveys off the British Columbia Coast in 1979*, Can. Data Rep. of Fisheries and Aquatic Sciences n° 210, 90 pages.

Données fournies par R. Lake (Institute of Ocean Sciences, Patricia Bay) with Arctic Sciences Limited, 1982.

Données tirées des MEDS Files.

Données de la mission Hudson 77-029 fournies par John Lazier de l'Institut océanographique de Bedford, Dartmouth, Nouvelle-Écosse.

Fissel, D.B., D.N. Knight et J.R. Birch (publication à venir), *An Oceanographic Survey of the Canadian Arctic Archipelago, March - April 1982*, Rep. by Arctic Sciences Ltd., Sidney, B.C. for Frozen Sea Res. Group, Institute of Ocean Sciences, Sidney, B.C.

Fournier, R.O., J. Marna, R. Bohrer et M. van Det (1977). "Plankton dynamics and nutrient enrichment of the Scotian Shelf," *J. Fish. Res. Bd. of Can.* vol. 34, n° 7, pp. 1004-1078.

Frozen Sea Research Group (1979). Données d'exploration océanographique, novembre 1979.

Frozen Sea Research Group (1981). Données d'exploration océanographique, printemps 1981.

Giovando, L.F. et P.H. Herlinveaux (1981). "A discussion of factors influencing dispersion of pollutants in the Beaufort Sea", *Pac. Mar. Sc. Rep. 81-4*, Inst. Oc. Sc., Sidney, B.C., 197 pages.

Hachey, H.B. (1952). "The general hydrography of the waters of the Bay of Fundy," *Fish. Res. Bd. of Canada*, Manuscript Report No. 455, 100 pages.

Healey, D.A. (1971). *Oceanographic Observations in the Beaufort Sea July 15 - September 7, 1970*, Inst. Oc. Sc. Sidney, B.C. Pac. Mar. Sc. Rep. 71-3.

Herlinveaux, R.H., O.D. Kennedy et J.H. Hollister, *Oceanographic Data Record, Coastal and Seaways Projects, November 16 to December 11, 1959*, Fish. Res. Bd. Can., M.S. Rep. (Oceanogr. Limnol.) n° 58, 134 pages.

Herlinveaux, R.H. et Tully (1961). *Oceanography of Juan de Fuca Strait*, Fish. Res. Bd. of Canada, vol. 18, n° 6.

Herlinveaux, R.H. et B.R. de Lange-Boom (1975). *The Physical Oceanography of the Southeastern Beaufort Sea*, Beaufort Sea Tech. Rep. No. 18. Beauf. Sea Proj., Dept. of Env. Victoria, 97 pages.

Herlinveaux, R.H., B.R. de Lange-Boom et G.R. Wilton (1976). *Salinity, Temperature, Turbidity and Meteorological Observations in the Beaufort Sea: Summer 1974, Spring and Summer 1975*, Inst. Oc. Sci., Sidney, B.C. Pac. Mar. Sc. Rep. 76-26.

Herlinveaux, R.H. (1970). *Icepack 8/68 - Oceanographic and Biological Observations*, Fish. Res. Bd. Canada, Biol. Stn., Nanaimo, B.C. Tech. Rep. No. 159.

Herlinveaux, R.H. (1979). *Oceanographic Observations in Robeson Channel, N.W.T. 1971*, Institute of Ocean Sciences, Sidney, B.C., Pac. Mar. Sc. Rep. 79-16, 39 pages.

Herlinveaux, R.H. et H.E. Sadler (1973). *Oceanographic Features of Nares Strait in August 1971*, Mar. Sc. Dir., Pac. Tag., Victoria, B.C., 104 pages.

Huyer, A. et A. Verney (1975). *Temperature, Salinity and Sigma-t at Stn. 27 (47°33'N,52°35'W), 1950-1959*, Meds. Tech. Rep. No. 3, 45 pages.

Jordan, F. et M.S. de la Ronde (1975). *T-S Observations in the St. Lawrence System from Goose Cap to the Scotian Shelf, 10 May - 23 May 1973*, Bedford Institute of Data Series Report, BI-D-74-4, 65 pages.

Kollmeyer, R.C., D. McGill et N. Corwin (1967). *Oceanography of the Labrador Sea in the Vicinity of Hudson Strait in 1965*, U.S.C.G. Report No. 12. Wash., D.C. 97 pages.

Lane, R.K., R.H. Herlinveaux, W.R. Harling et H.J. Hollister (1960). *Oceanographic Data Record, Coastal and Seaways Projects, October 3-26, 1960*, Fish. Res. Bd. Can., M.S. Rep. (Oceanogr. Limnol.) n° 83, 142 pages.

Lane, R.K., W.R. Harling et H.J. Hollister (1961). *Oceanographic Data Record, Coastal Projects, November 27 to December 9, 1960*, Fish. Res. Bd. Can., M.S. Rep. (Oceanogr. Limnol.) n° 84, 115 pages.

Lane, R.K., J. Butters, W. Atkinson et H.J. Hollister (1961a). *Oceanographic Data Record, Coastal and Seaways Projects, February 6 to March 2, 1961*, Fish. Res. Bd. Can. M.S. Rep. (Oceanogr. Limnol.) n° 91, 128 pages.

Lane, R.K., A.M. Holler, J.H. Meikle et H.J. Hollister (1961b). *Oceanographic Data Record, Monitor and Coastal Projects, March 20 - April 14, 1961*, Fish. Res. Bd. Can., M.S. Rep. (Oceanogr. Limnol.) n° 94, 188 pages.

Lemon, D.D. (1980). CTD Data from Western Baffin Bay and Lancaster Sound, 1978 and 1979 (2 volumes), unpubl. Rep. No. 3 by Arctic Sciences Ltd., Sidney, B.C. for Petro-Canada Ltd., Calgary.

Macdonald, R.W., M.E. McFarland, S.J. DeMora, D.M. Macdonald et W.K. Johnson (1978). *Oceanographic data report - Ammundsen Gulf, August - September 1977*, Institute of Ocean Sciences, Sidney, B.C. PMSR 78-10, 92 pages.

Muench, R. (1970). *Oceanographic Conditions in the Northern Baffin Bay Region, 24 July - 6 Aug.*, U.S.C.G. Ocean. Report No. 54, Wash., 113 pages.

Muench, R., M. Moynihan, E. Tennyson, Jr., W.G. Tidmarsh et R. Theroux, *Oceanographic Observations in Baffin Bay during July - September 1968*, U.S.C.G. Ocean Report No. 37, Wash., 97 pages.

Pacific Oceanographic Group (1958). *Physical and Chemical and Plankton Data Record, Coastal Surveys, April 25 to December 17, 1957.* Fish. Res. Bd. Can., M.S. Rep. (Oceanogr. Limnol.), n° 17, 274 pages.

Pacific Oceanographic Group (1959). *Physical and Chemical Data Record, Coastal and Seaways Projects, November 12 to December 5, 1958*, Fish. Res. Bd. Can., M.S. Rep. (Oceanogr. Limnol.), nº 36, 120 pages.

Pacific Oceanographic Group (1959). *Physical and Chemical Data Record, North Pacific Surveys, January 20 to February 15, 1959*, Fish. Res. Bd. Can., M.S. Rep. (Oceanogr. Limnol.), nº 43, 86 pages.

Pacific Oceanographic Group (1959). *Physical and Chemical Data Record, Coastal and Seaways Projects, March 31 to April 22, 1959*, Fish. Res. Bd. Can., M.S. Rep. (Oceanogr. Limnol.), nº 47, 170 pages.

Pacific Oceanographic Group (1959). *Oceanographic Data Record, Coastal and Seaways Projects, June 8 to July 1, 1959*, Fish. Res. Bd. Can., M.S. Rep. (Oceanogr. Limnol.), nº 52, 210 pages.

Palfrey, K. et G.G. Day (1968). *Oceanography of Baffin Bay and Nares Strait in the Summer of 1966 and Current Measurements in Smith Sound, Summer 1963*, U.S.C.G. Ocean. Report No. 16, Wash. 204 pages.

Peck, G.S. (1978). *Arctic Oceanographic Data Report 1977 - Western Viscount Melville Sound, Oc. and Aq. Sc. Central Reg.*, Burlington, Ont., Data Rep. Ser. No. 78-3.

Peck, G.S. (1980). *Arctic Oceanographic Data Report 1979 - Sverdrup Basin, Volume 1. Oc. and Aq. Sc. Central Reg.*, Burlington, Ont., Data Rep. Ser. No. 80-2.

Prinsenberg, S.J. (1978). *Arctic Oceanographic Data Report 1978, Volume 1, Oc. and Aq. Sc. Central Reg.*, Burlington, Ont., Data Rep. Ser. No. 78-4.

Prinsenberg, S.J. et B.M. Fleming (1982). *Hudson Bay/James Bay Oceanographic Survey, 1976 Data Report Vol. 1*, Fisheries and Oceans, Data Report Series No. 82-1; 255 pages.

Salo, S.A., C.H. Pease et R.W. Lindsay (1980). *Physical Environment of the Eastern Bering Sea - March 1979*, Nat. Oc. Atm. Admin., Tech. Mem. ERL PMEL-21, 119 pages.

Steven, D.M., J. Acreman, F. Axelsen, M. Brennan et C. Spence (1973). *Measurements of Primary and Secondary Production in the Gulf of St. Lawrence, Vol. II, 1970*, McGill Univ. Marine Science Centre, M.S. Rep. No. 23, 165 pages.

Steven, D.M., J. Acreman, F. Axelsen, M. Brennan et C. Spence (1973). *Measurements of Primary and Secondary Production in the Gulf of St. Lawrence, Vol. III, 1971*, McGill Univ. Marine Science Centre, M.S. Rep. No. 24, 182 pages.

Steven, D.M., J. Acreman, F. Axelsen, M. Brennan et C. Spence (1973). *Measurements of Primary and Secondary Production in the Gulf of St. Lawrence, Vol. IV, 1971 and 1972*, McGill Univ. Marine Science Centre, M.S. Rep. No. 25, 99 pages.

Thomson, R.E. W.S. Huggett et L.S.C. Kuwahara (1980). *Data Record of Current Observations Vol. XIII, Discovery Passage, Johnstone Strait, and Queen Charlotte Strait, 1976, 1977, 1978, (1979)*, Inst. Ocean Sciences, Sidney, B.C., 262 pages.

Thomson, R.E., W.S. Huggett et L.S.C. Kuwahara (1980). *Discovery Passage, Johnstone Strait and Queen Charlotte Strait; Part 2 - Appendices (Listing of water property data), Appendix A(1) - 1976 and 1977, Appendix A2 - 1978-1979, Data record of current observations Vol. VIII*, Institute of Ocean Sciences, Sidney, B.C. pp. 1-431.

Thomson, R.E., W.S. Huggett et L.S.C. Kuwahara (1980). *Discovery Passage, Johnstone Strait and Queen Charlotte Strait; Part 2 - Appendices (Listing of water property data), Appendix B(1) - 1976 and 1977 B(2) 1978-1979, Data record of current observations Vol. VIII*, Institute of Ocean Sciences, Sidney, B.C. pp. 432-724.

Thomson, R.E., W.S. Huggett et L.S.C. Kuwahara (1981). *Queen Charlotte Sound and Hecate Strait; Part 2 - Appendices of water property observations May, July, September 1977. Data record of current observations Vol. XVII*, Institute of Ocean Sciences, Sidney, B.C., 109 pages.

U.S. Navy Hydrographic Office (1959). *Oceanographic Observations in Arctic Waters, Task force five and six, Summer - Autumn 1957*, U.S. Navy Hydrographic Office, novembre 1959, Wash. D.C.

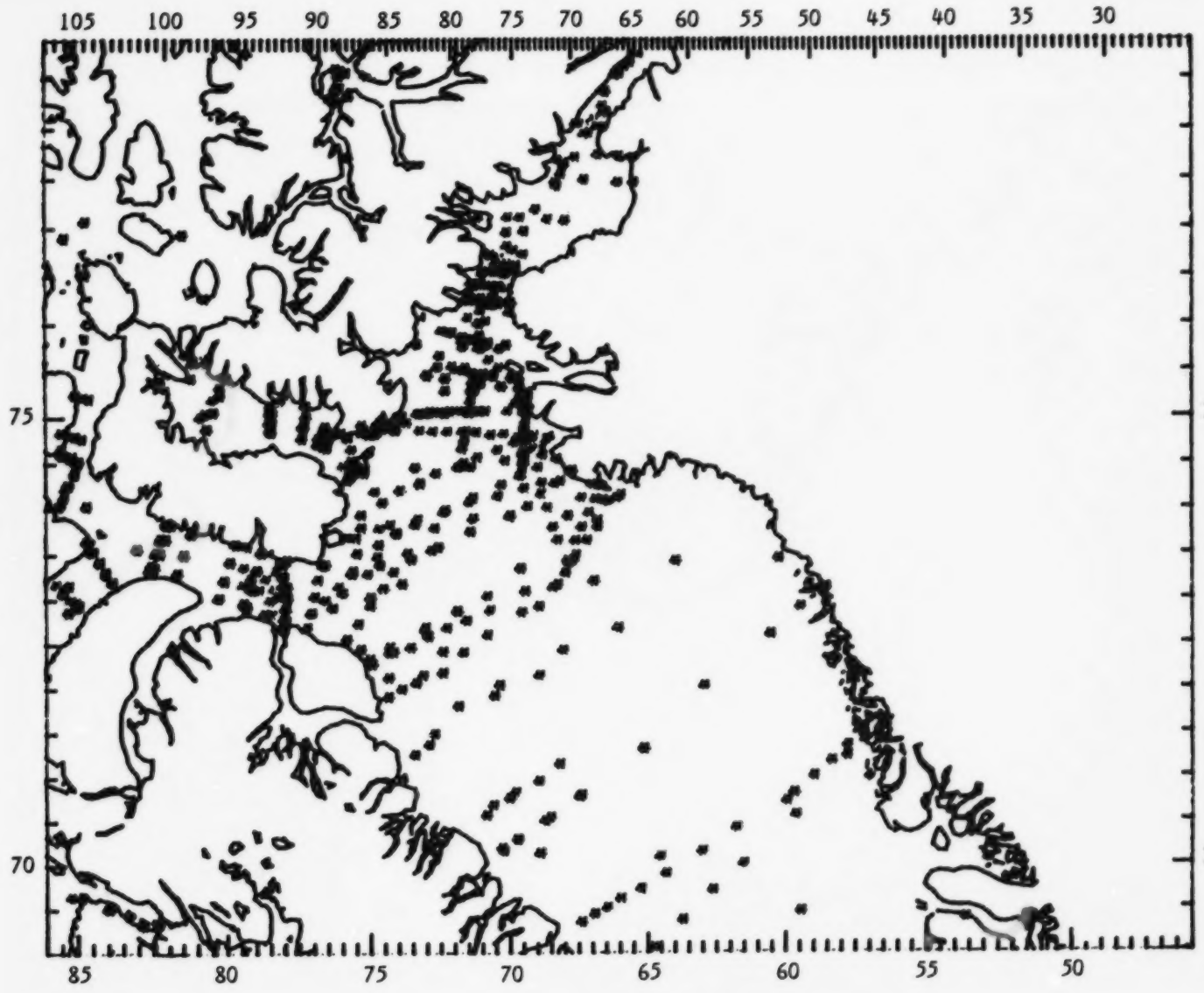
Vilks, G. (1973). "A Study of *Globorotolia pachyderma* (Ehrenberg) = *Globingerina pachyderma* (Ehrenberg) in the Canadian Arctic," thèse de doctorat, Dalhousie University, Halifax, N.S.

Walker, E.R. (1977). Aspects of Oceanography in the Archipelago, Institute of Ocean Sciences, Sidney, B.C., I.O.S., Note 3, 186 pages.

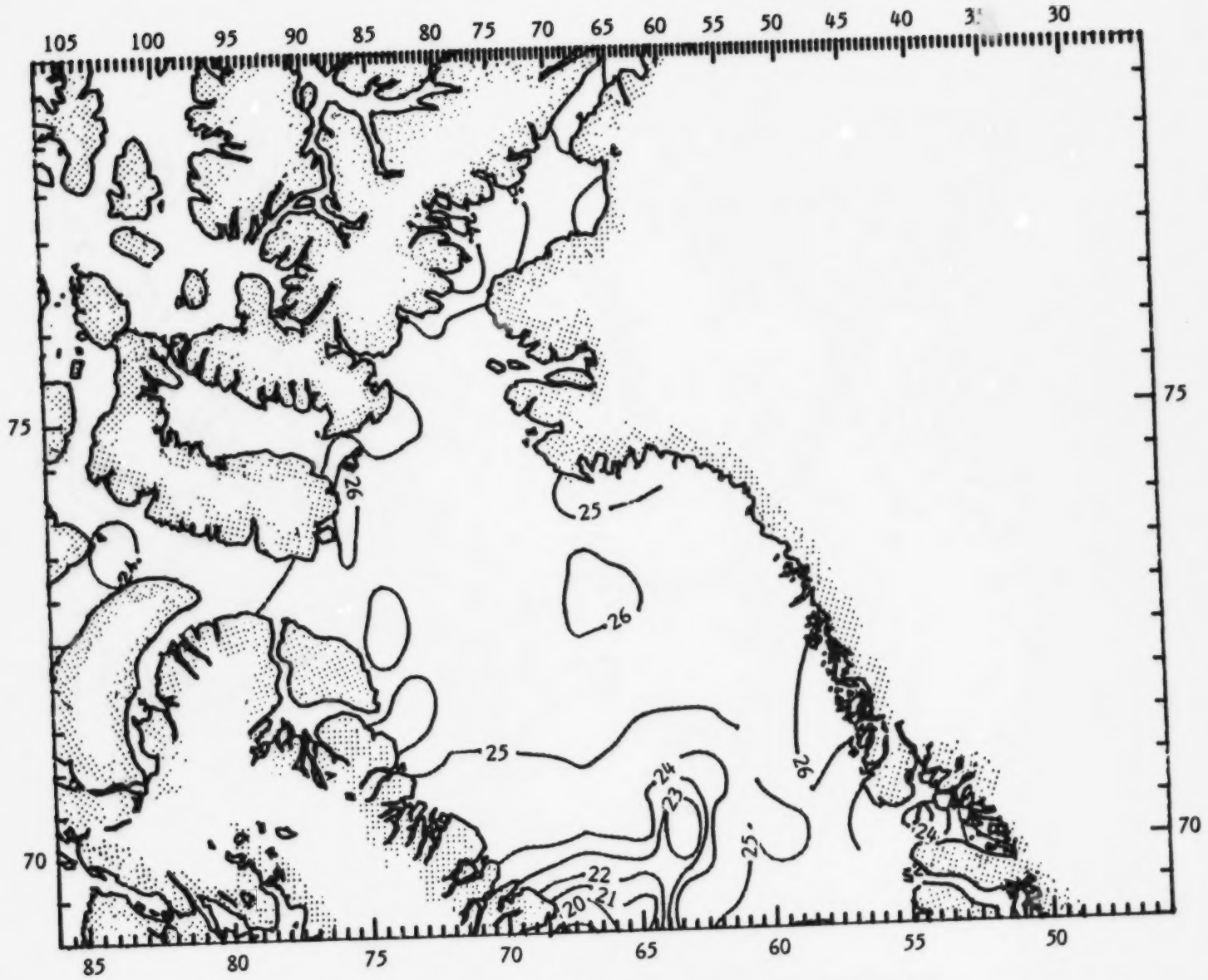
Weir, C.R., R. Hayes, R. Robe et R. Scobie (1978). *Oceanography of the Grand Banks Region of Nfld., March 1974 - Oct. 1974*, U.S.C.G. Ocean. Report. No. C.G. 373-74, 197 pages.

Worthington, L.V. et W.R. Wright (1970). North Atlantic Ocean Atlas of Potential Temperature and Salinity in the Deep Water Including Temperature, Salinity and Oxygen Profiles from the Erika Dan Cruise of 1962, WHOI Atlas Series, vol. II, U.S.

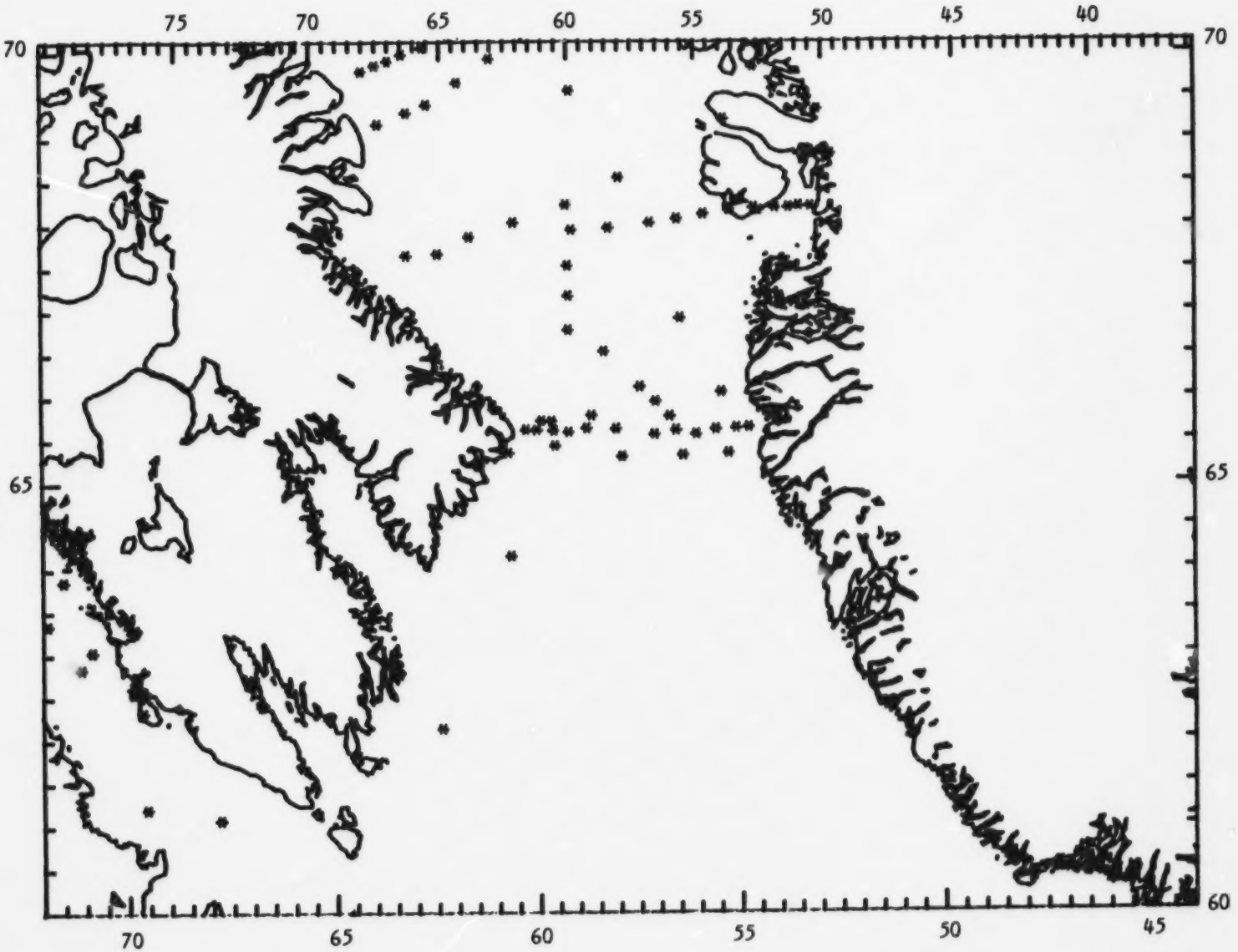
ANNEXE I
DENSITÉ DES EAUX EN SURFACE: CÔTE ATLANTIQUE



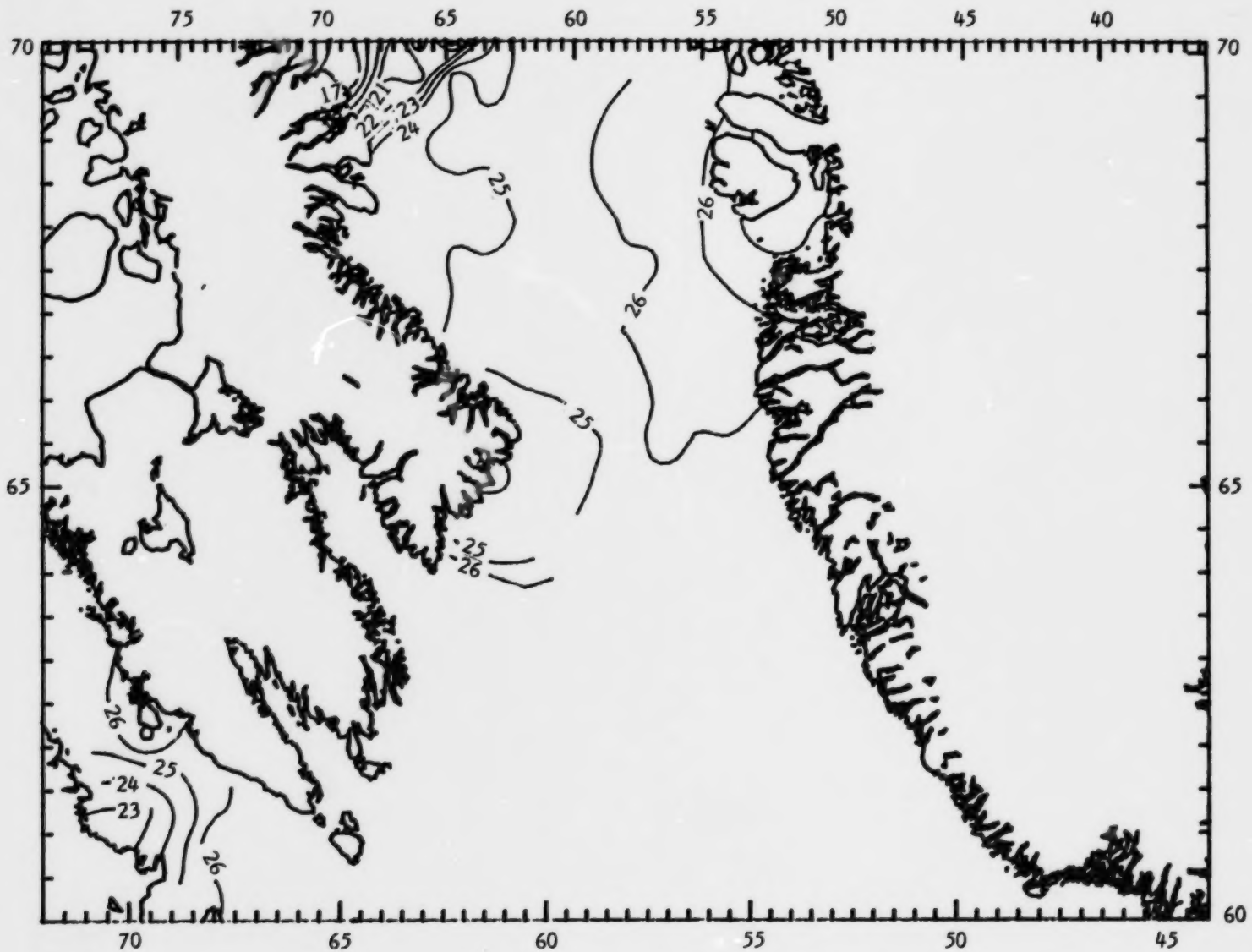
NORD DE LA BAIE BAFFIN - Lieux des mesures, saison d'eau libre



NORD DE LA BAIE BAFFIN - Isopycnes, saison d'eau libre



SUD DE LA BAIE BAFFIN - Lieux des mesures, saison d'eau libre



SUD DE LA BAIE BAFFIN - Isopycnes, saison d'eau libre

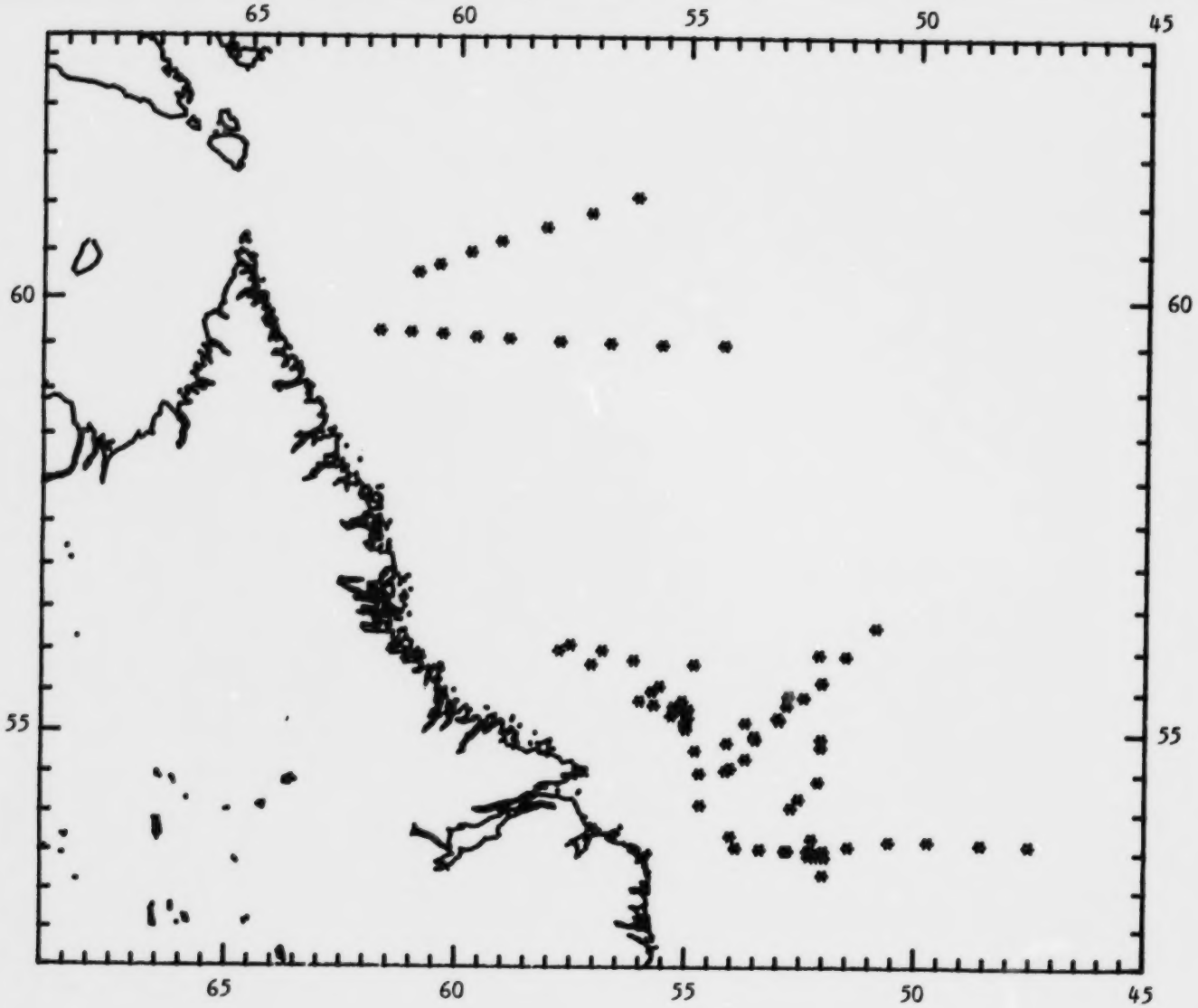


PLATE-FORME DU LABRADOR - Lieux des mesures, janvier à avril

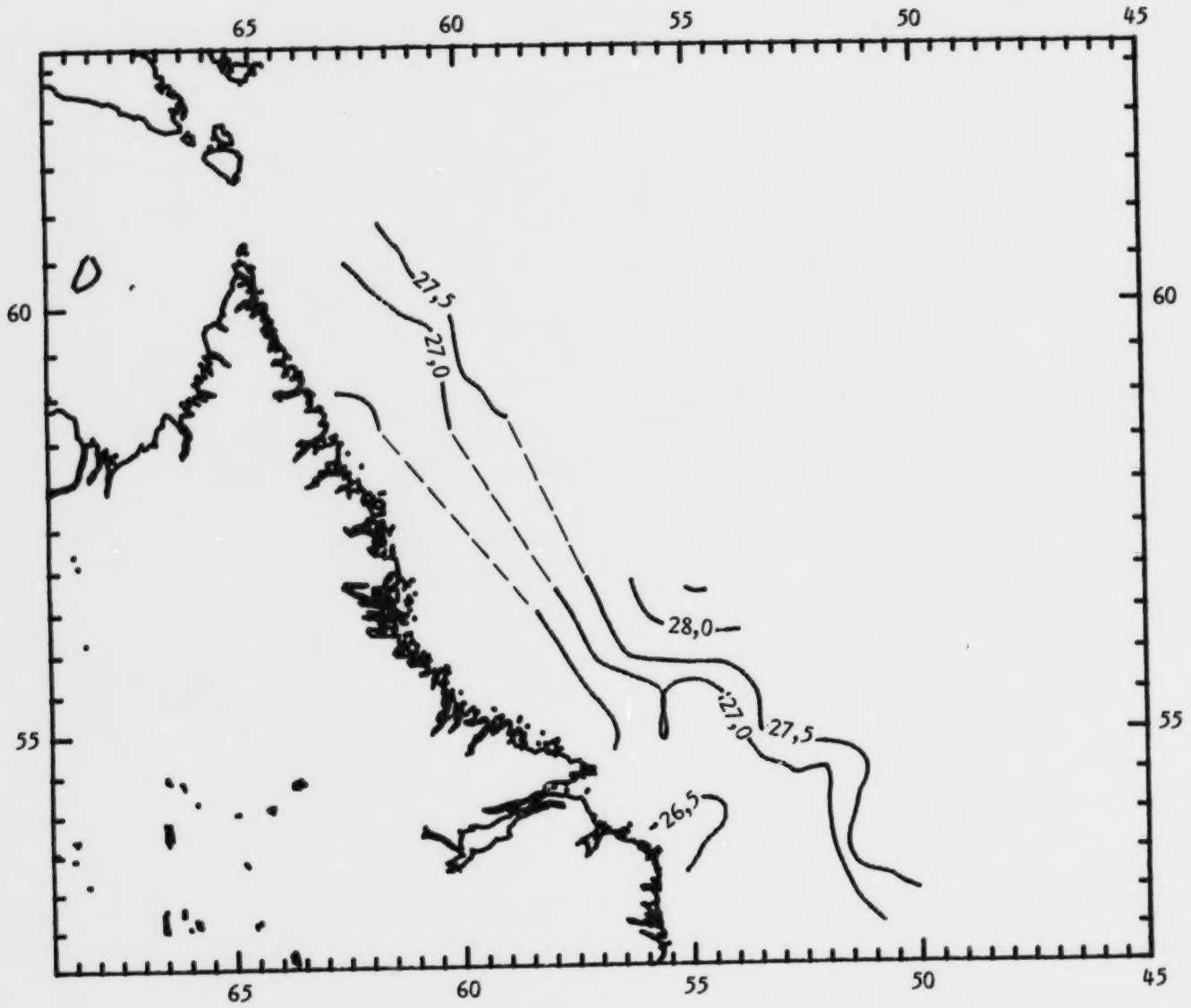


PLATE-FORME DU LABRADOR - Isopycnes, janvier à avril

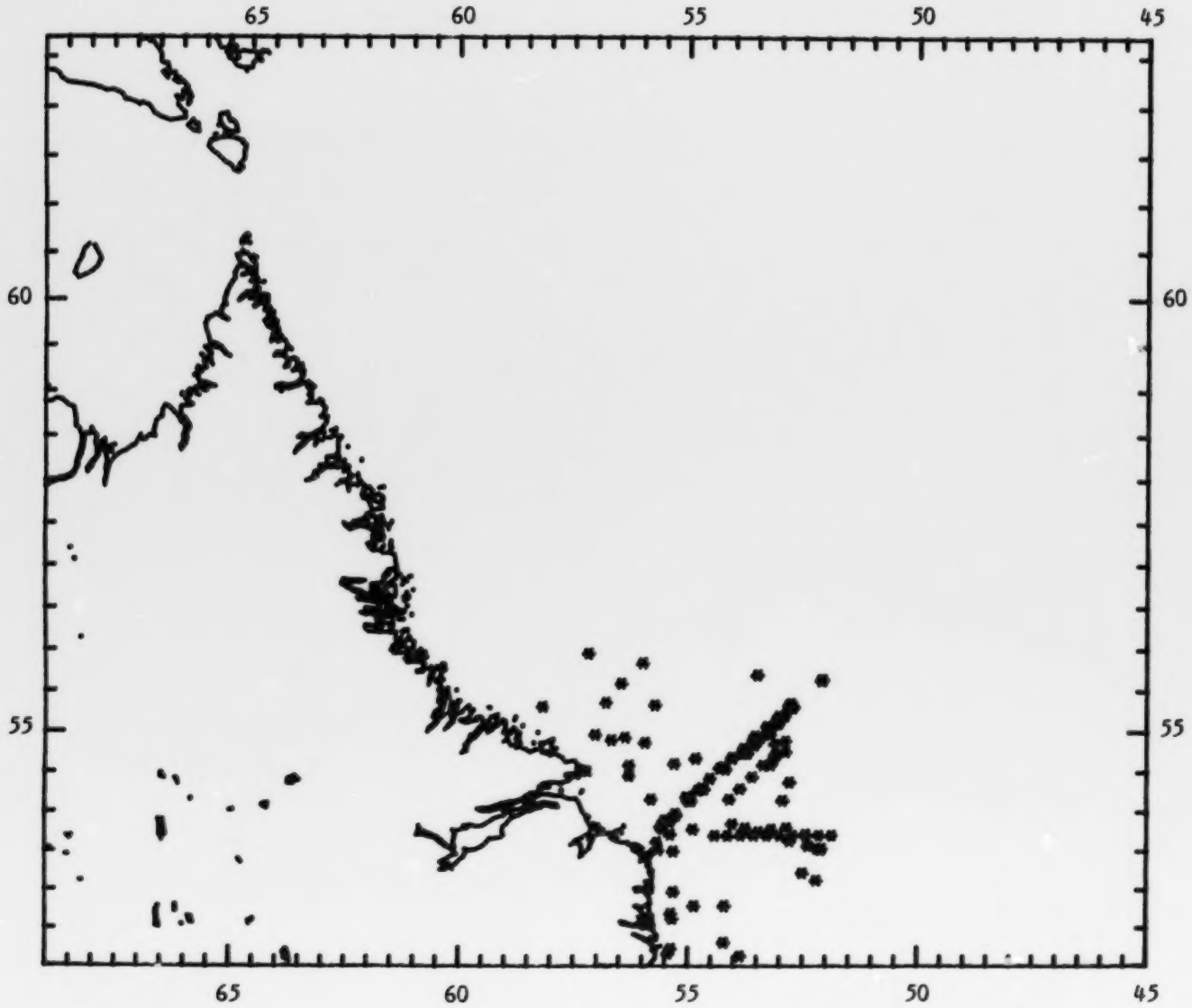


PLATE-FORME DU LABRADOR - Lieux des mesures, mai à juin

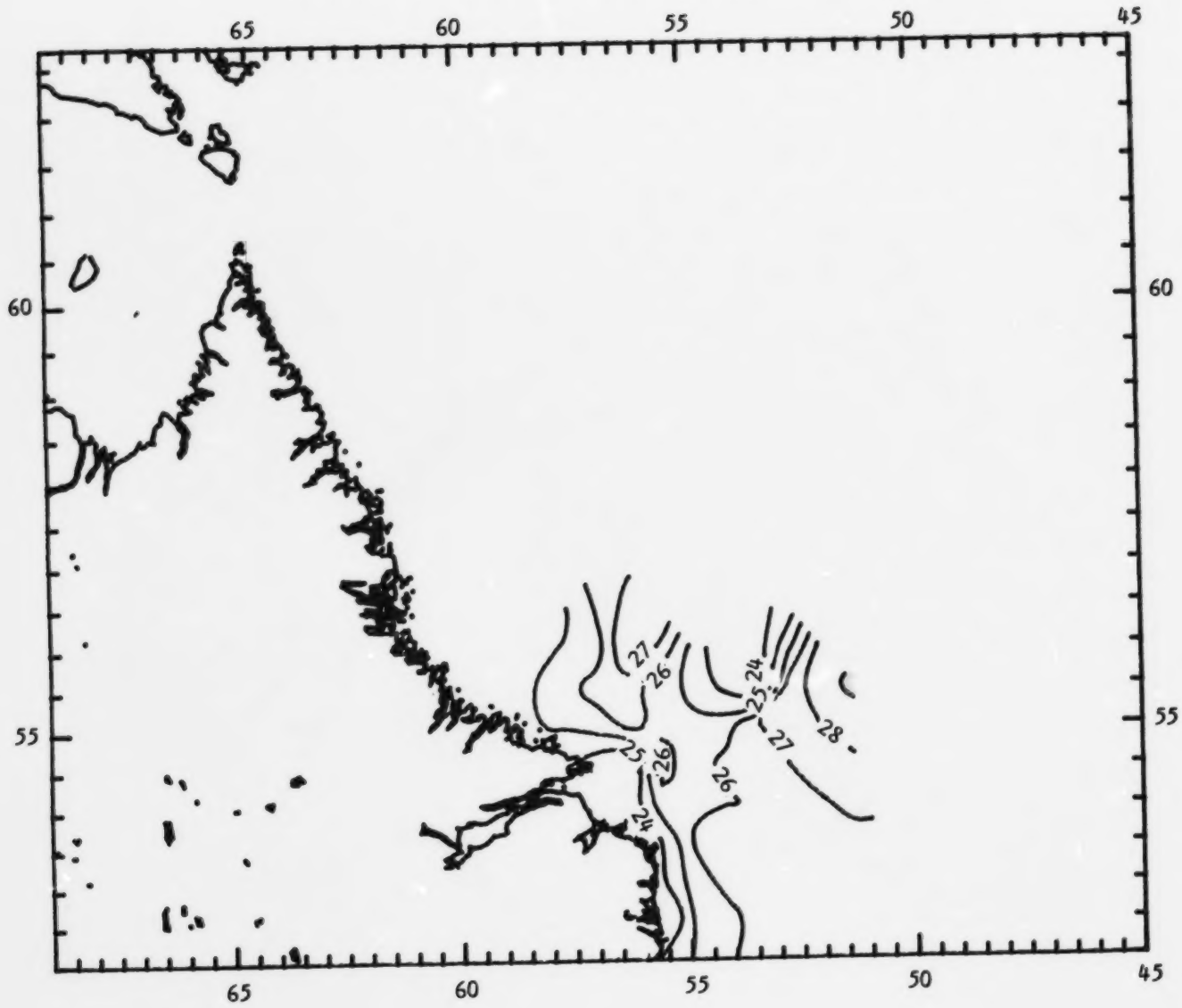


PLATE-FORME DU LABRADOR - Isopycnes, mai à juin

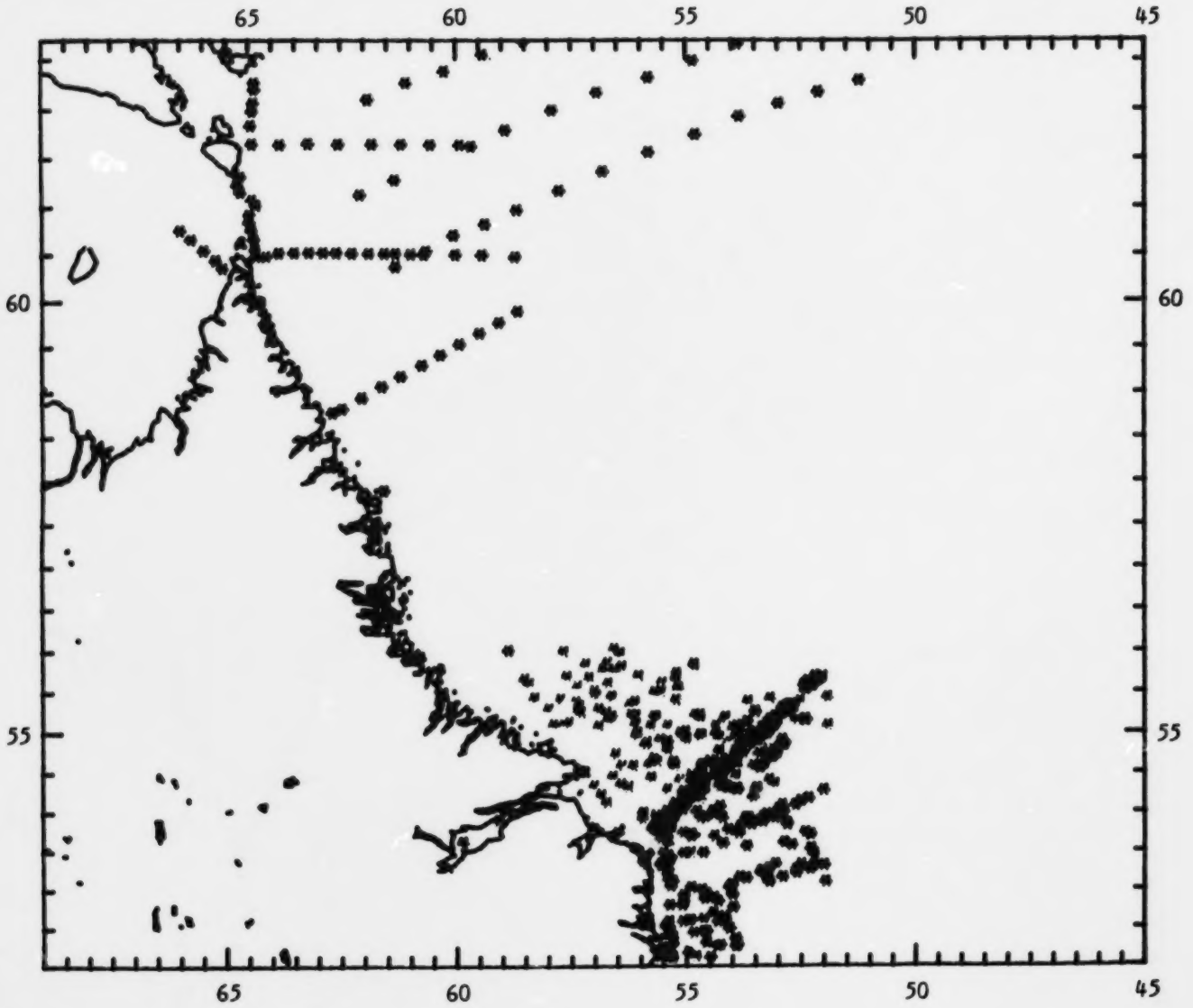


PLATE-FORME DU LABRADOR - Lieux des mesures, juillet à septembre

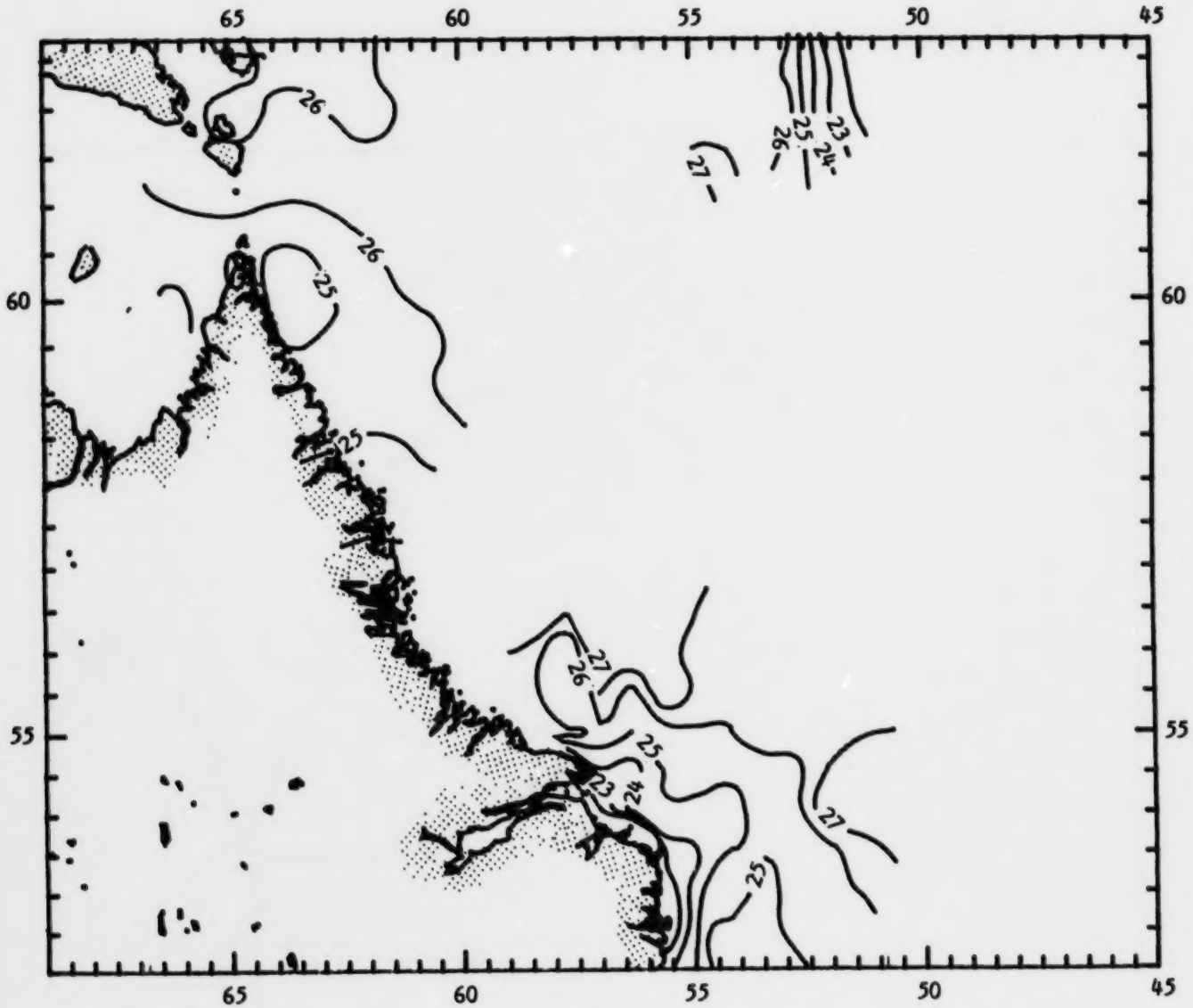


PLATE-FORME DU LABRADOR - Isopycnes, juillet à septembre

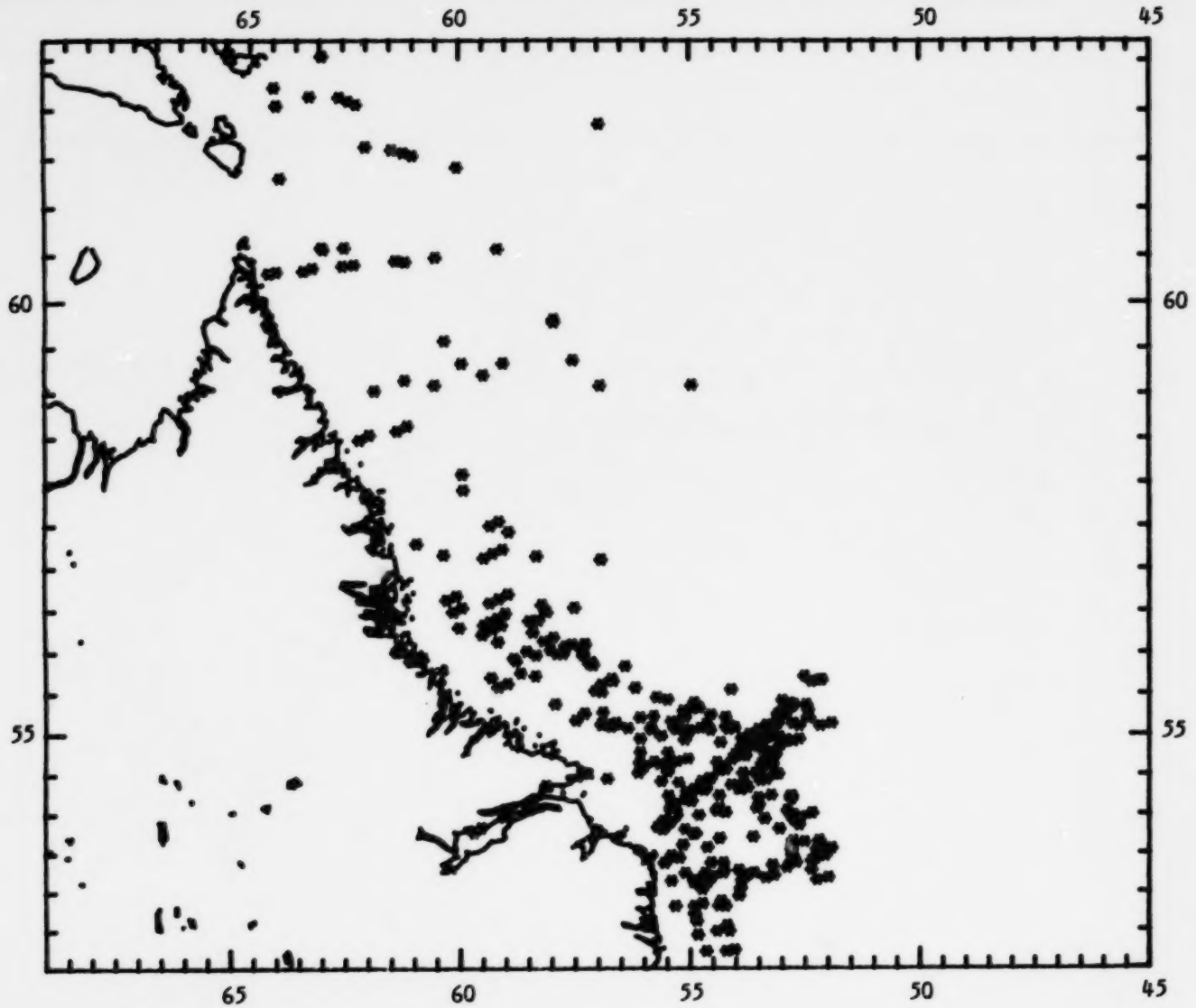


PLATE-FORME DU LABRADOR - Lieux des mesures, octobre à décembre

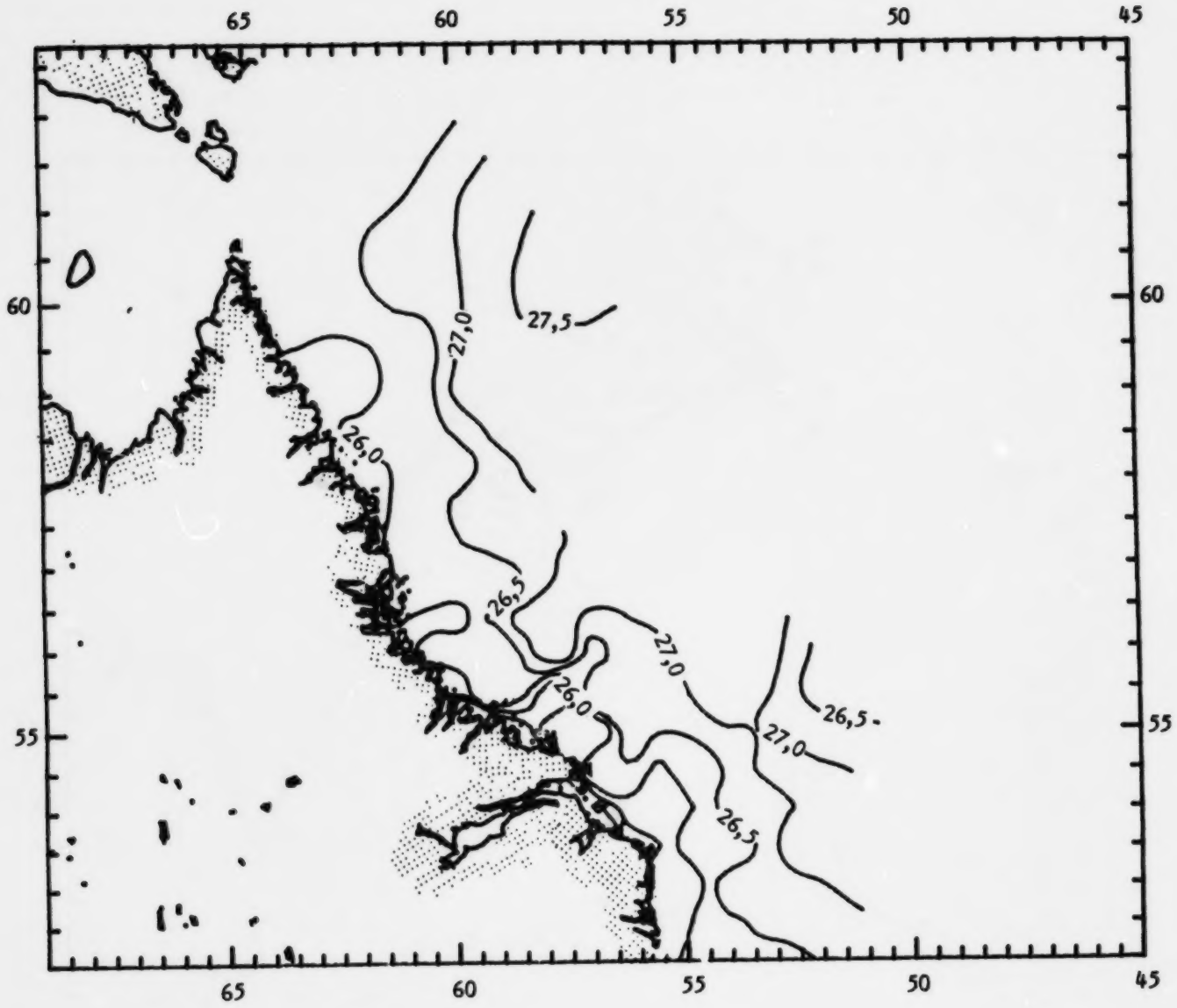
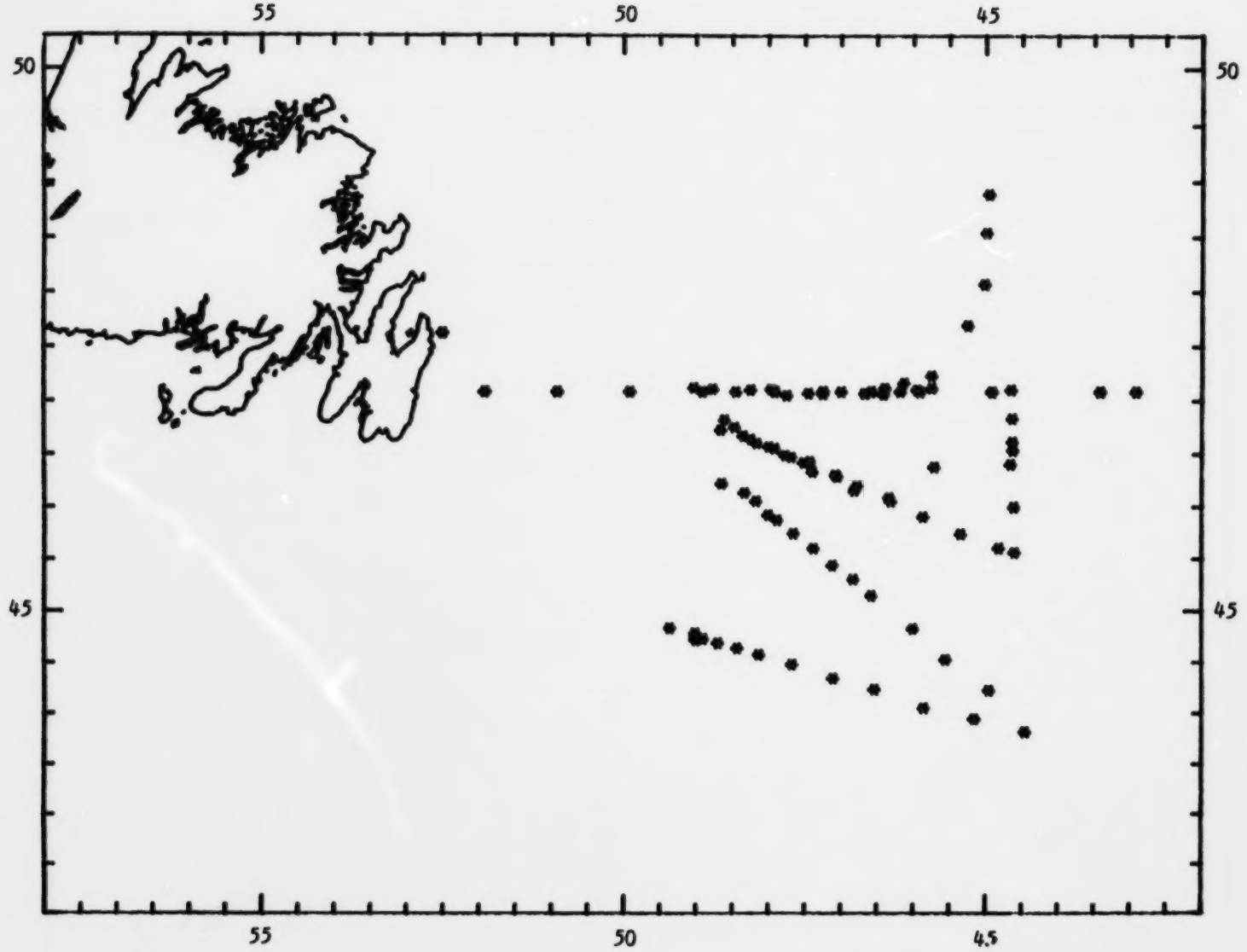
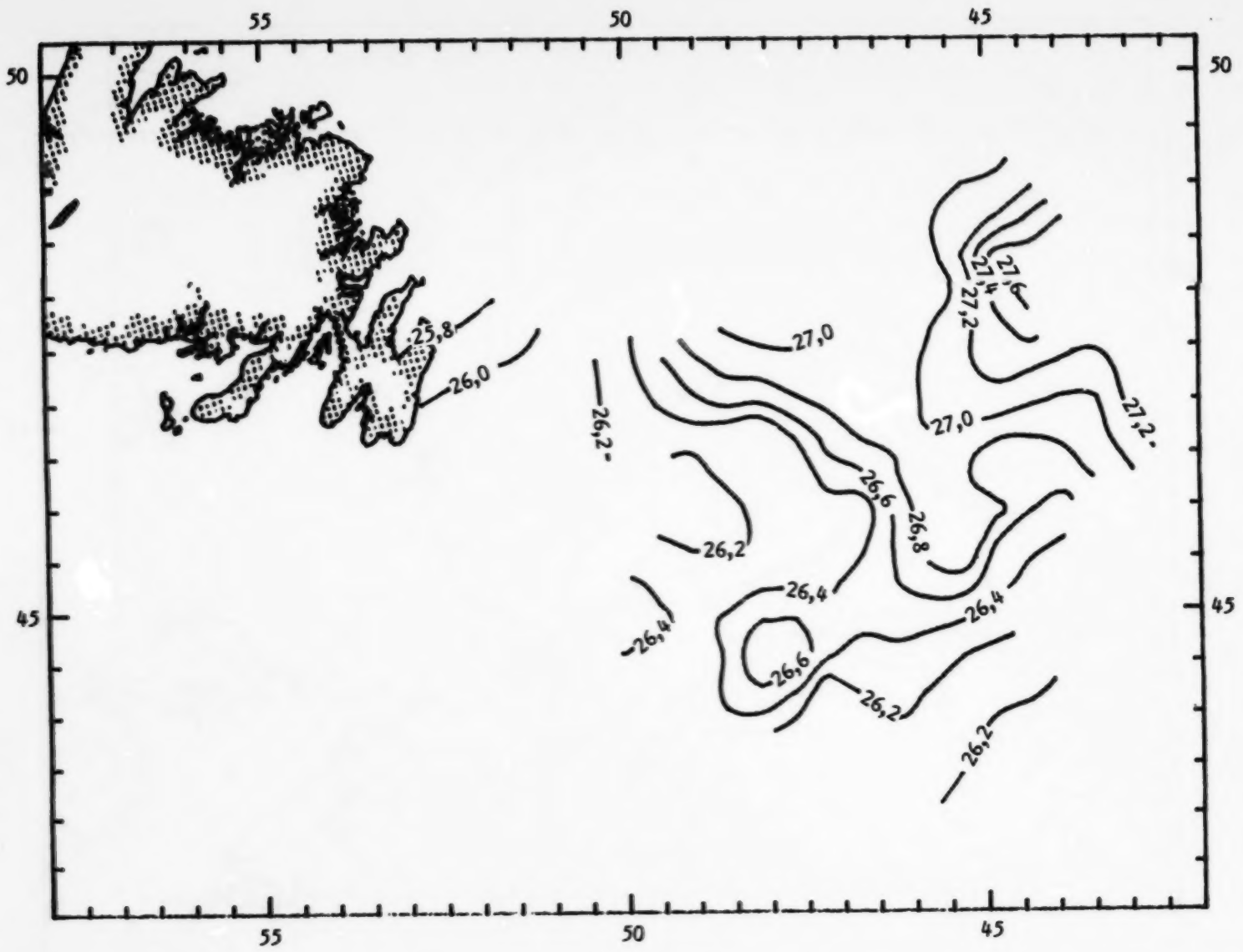


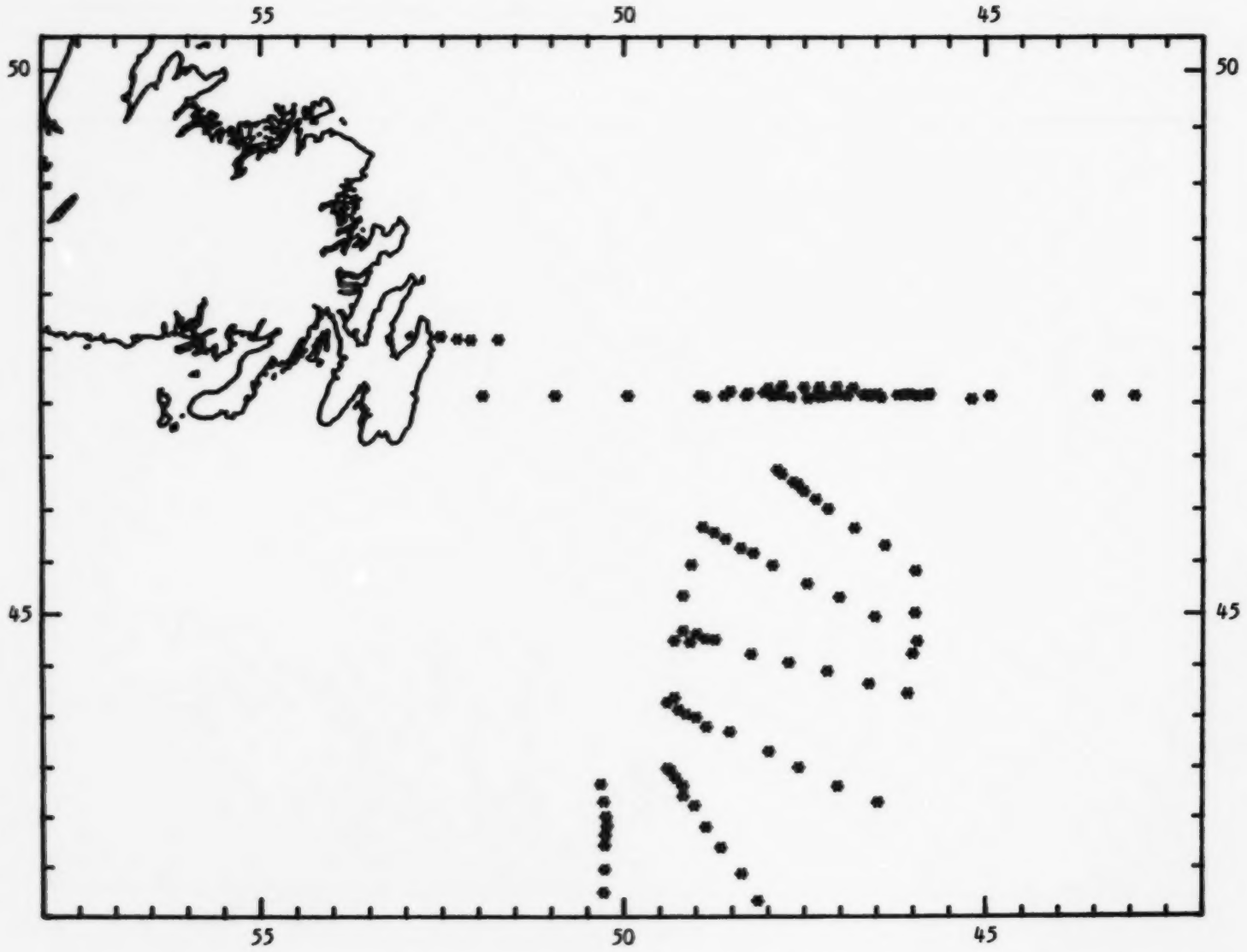
PLATE-FORME DU LABRADOR - Isopycnes, octobre à décembre



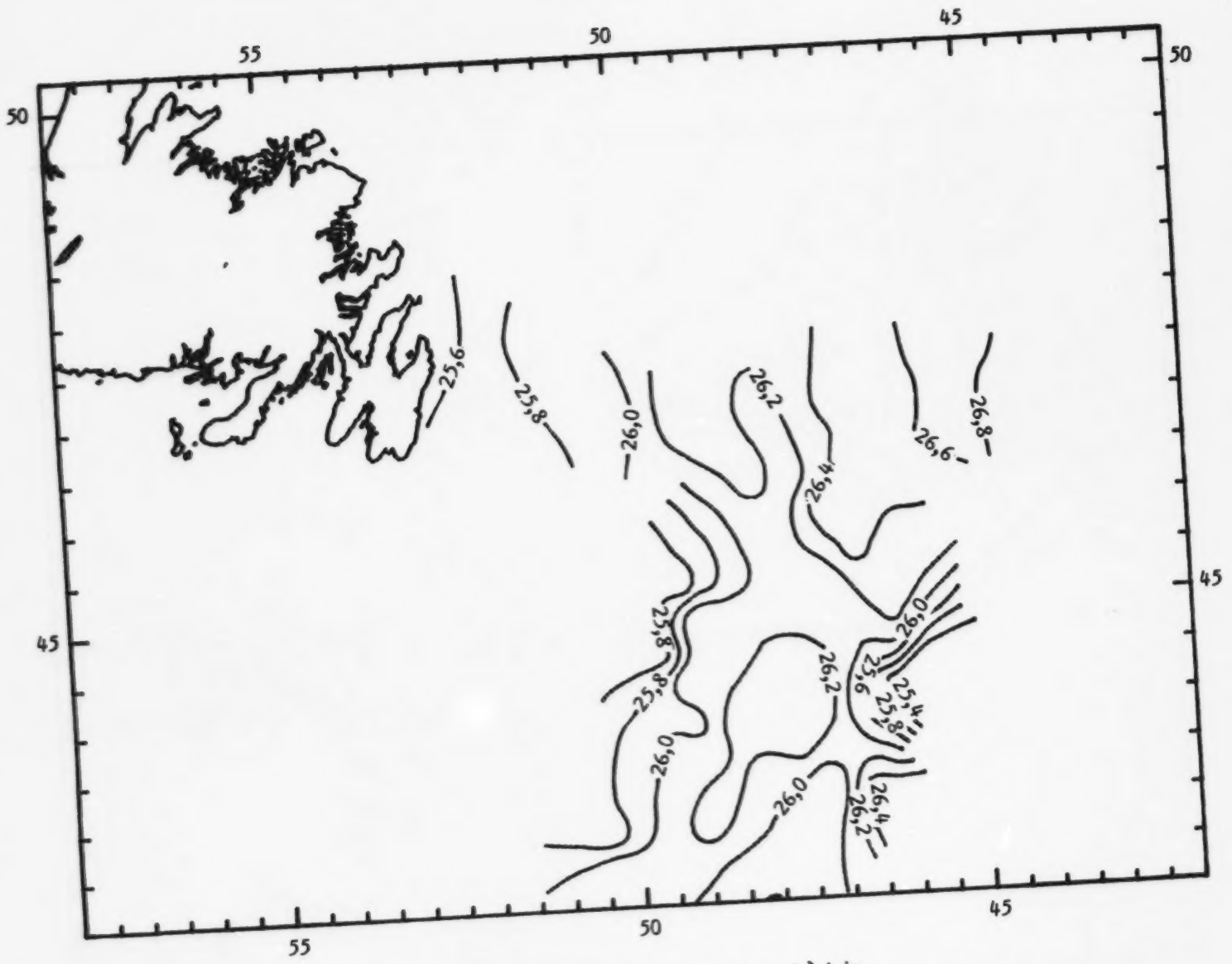
GRANDS BANCS - Lieux des mesures, janvier à avril



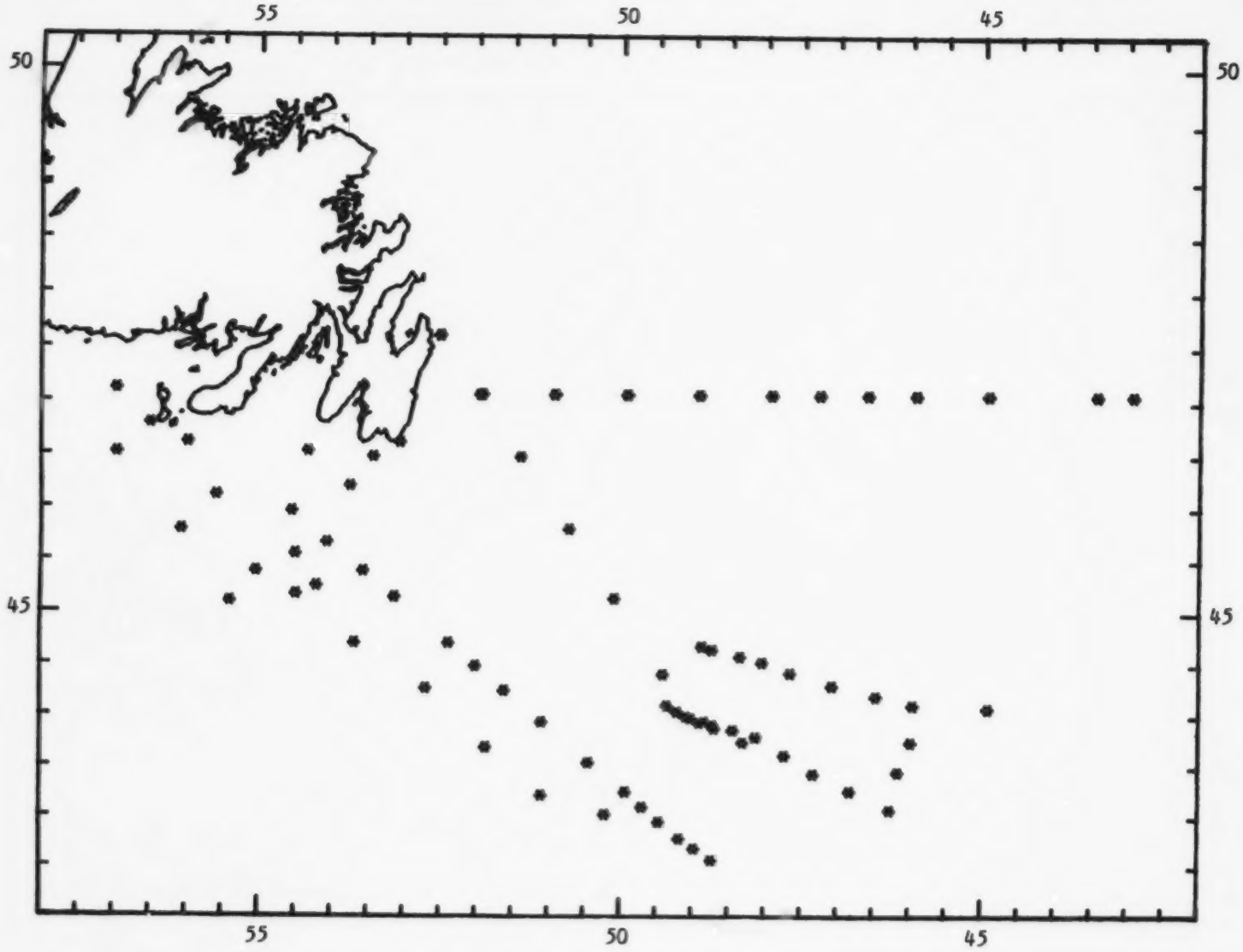
GRANDS BANCS - Isopycnes, janvier à avril



GRANDS BANCS - Lieux des mesures, mai à juin



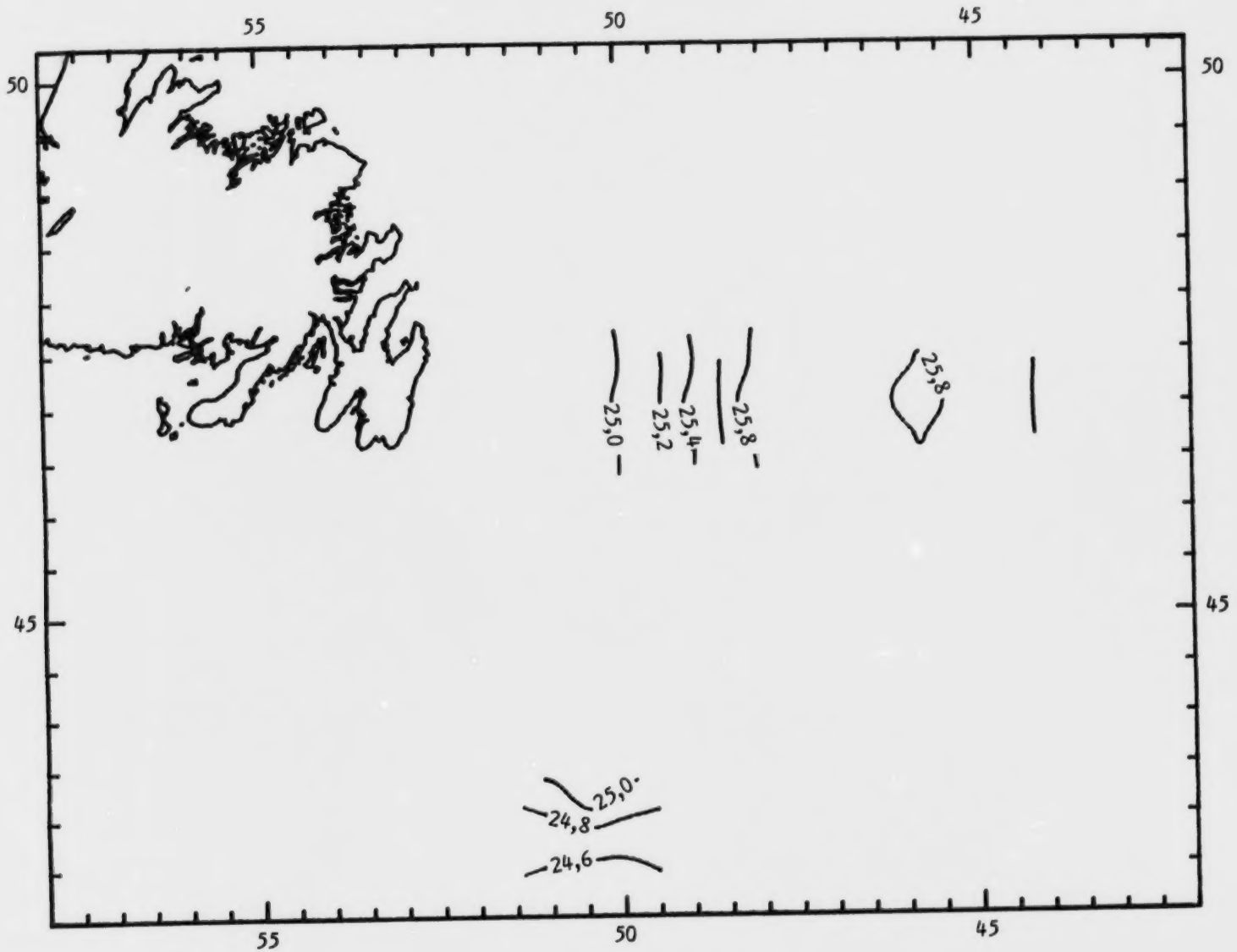
GRANDS BANCS - Isopycnes, mai à juin



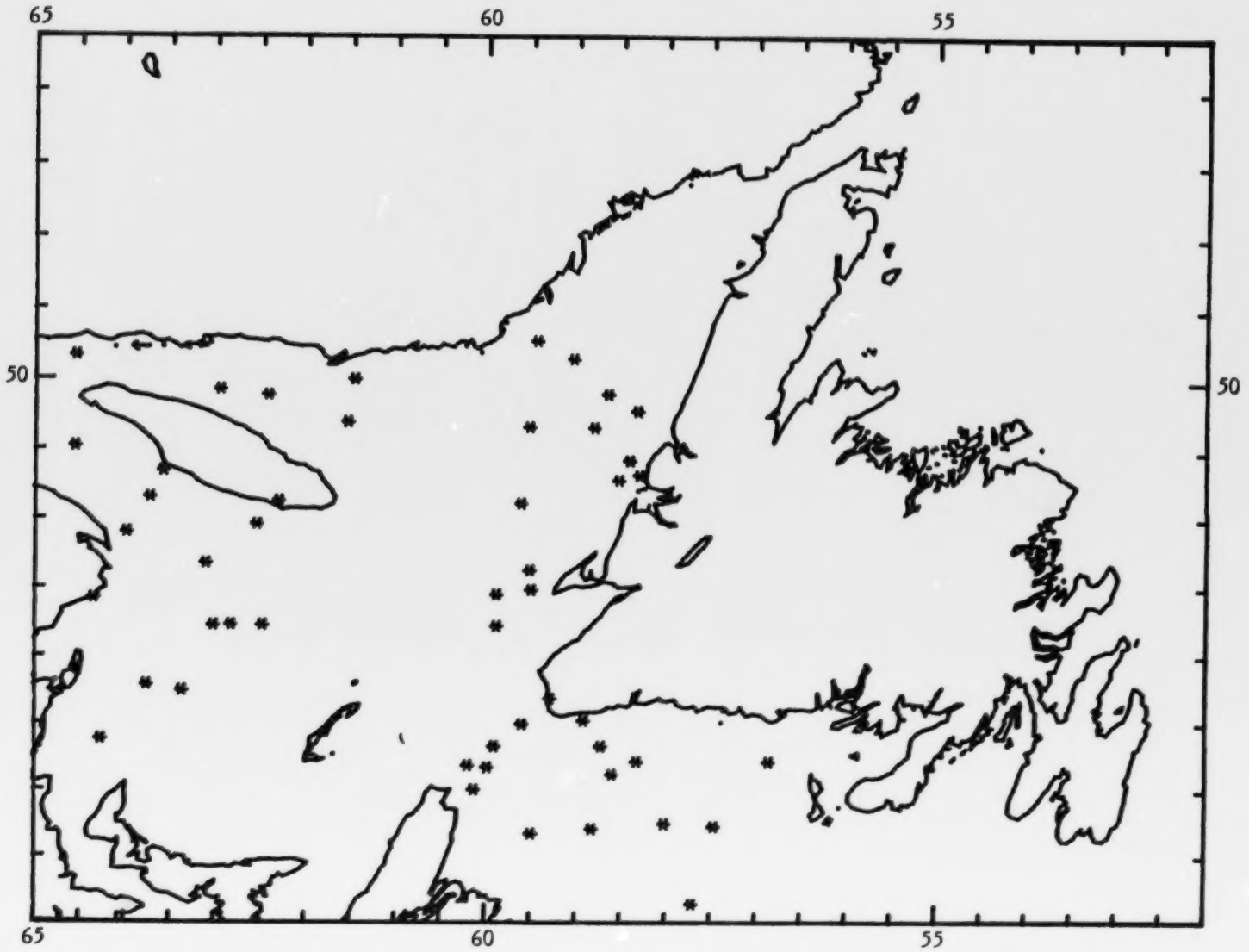
GRANDS BANCS - Lieux des mesures, juillet à septembre

GRANDS BANCS - Isopycnes, juillet à septembre

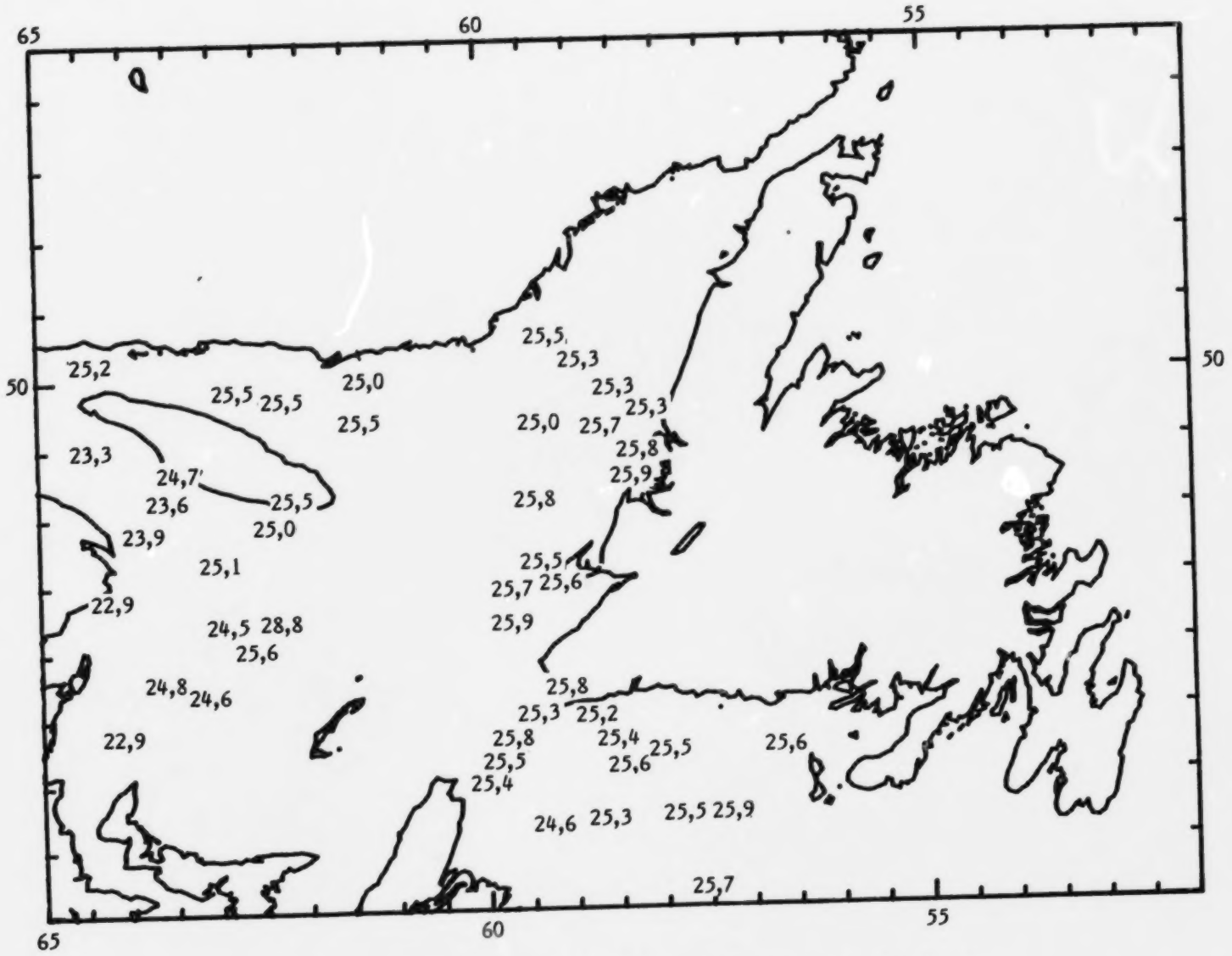
GRANDS BANCS - Lieux des mesures, octobre à décembre



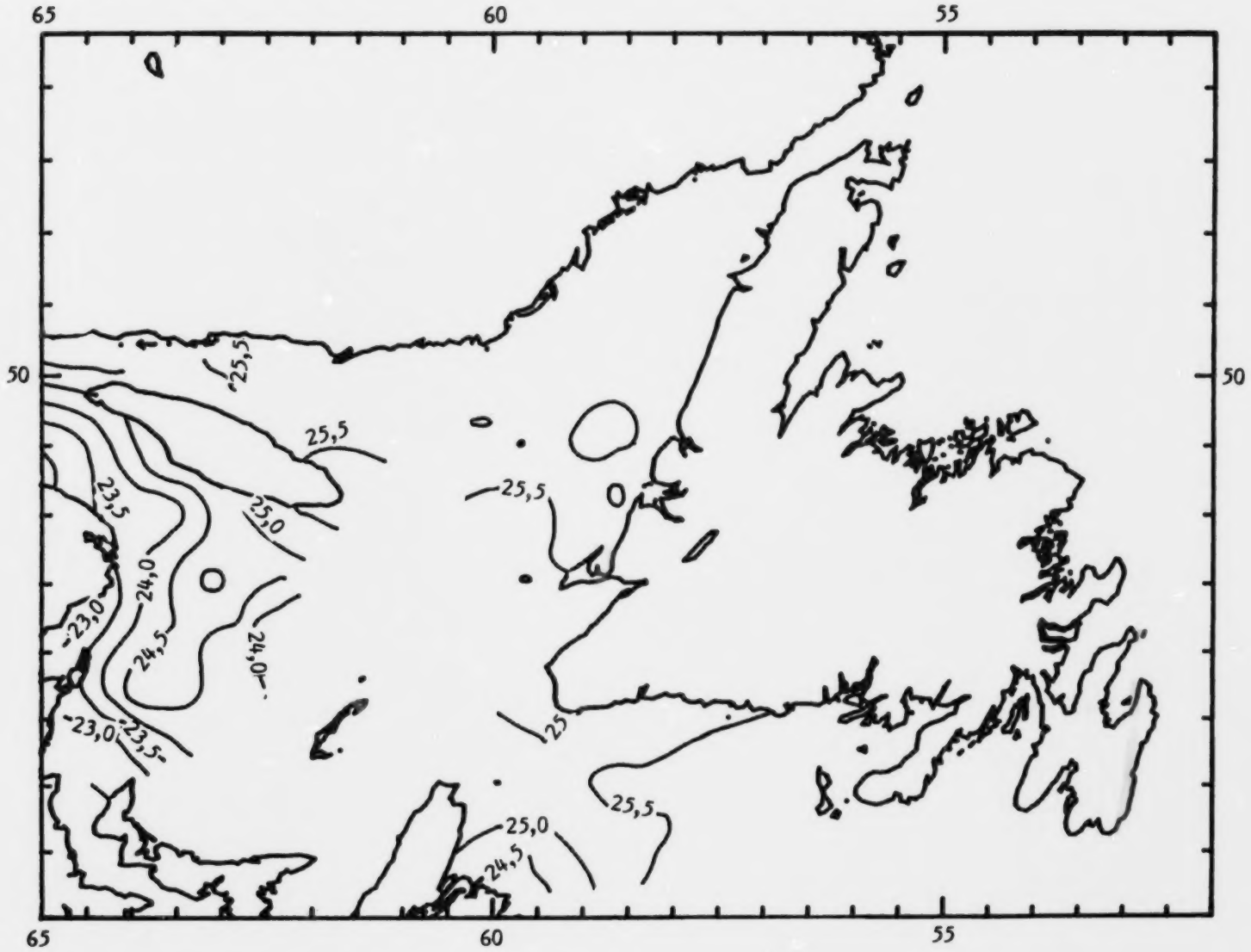
GRANDS BANCS - Isopycnes, octobre à décembre



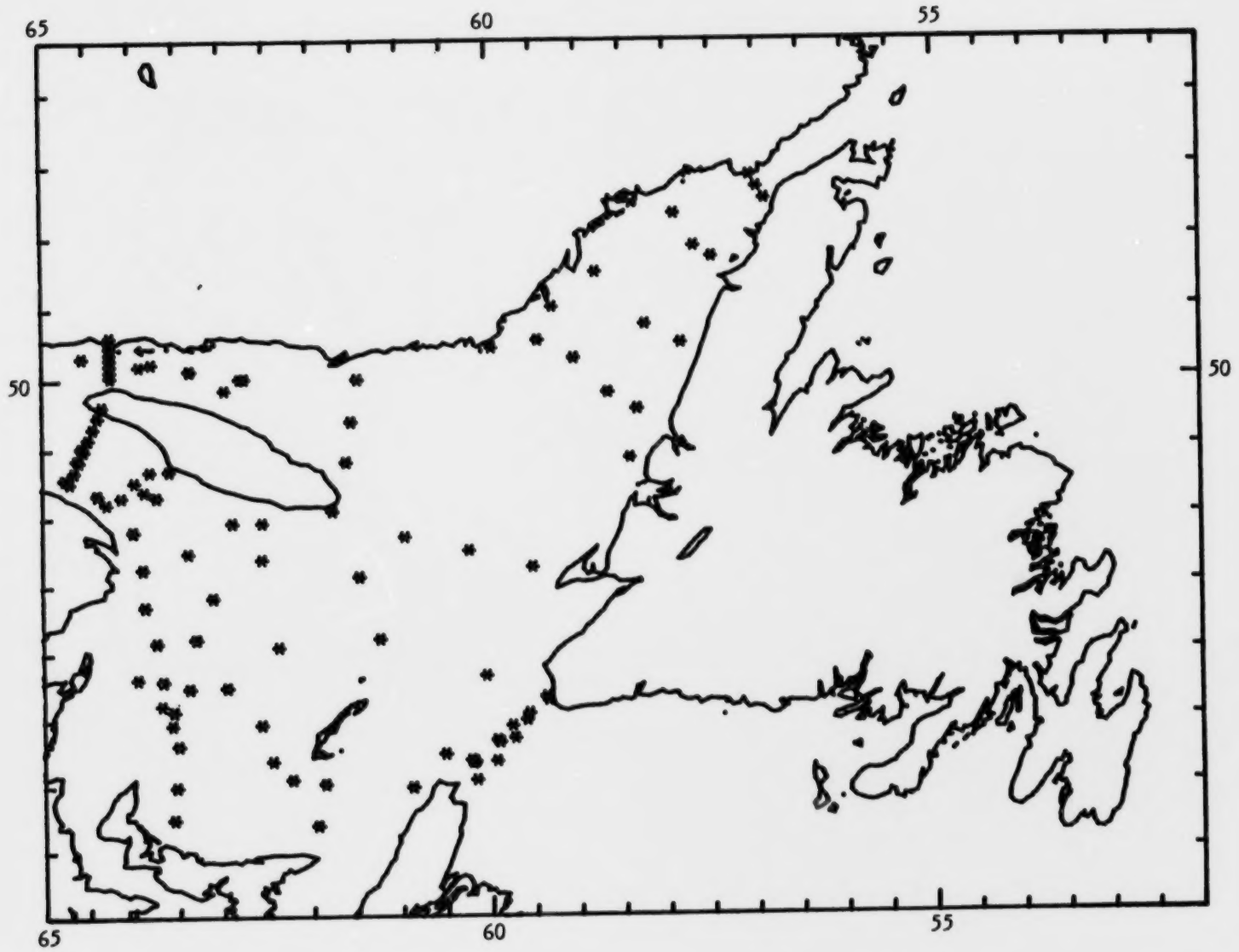
GOLFE DU SAINT-LAURENT - Lieux des mesures, janvier à avril



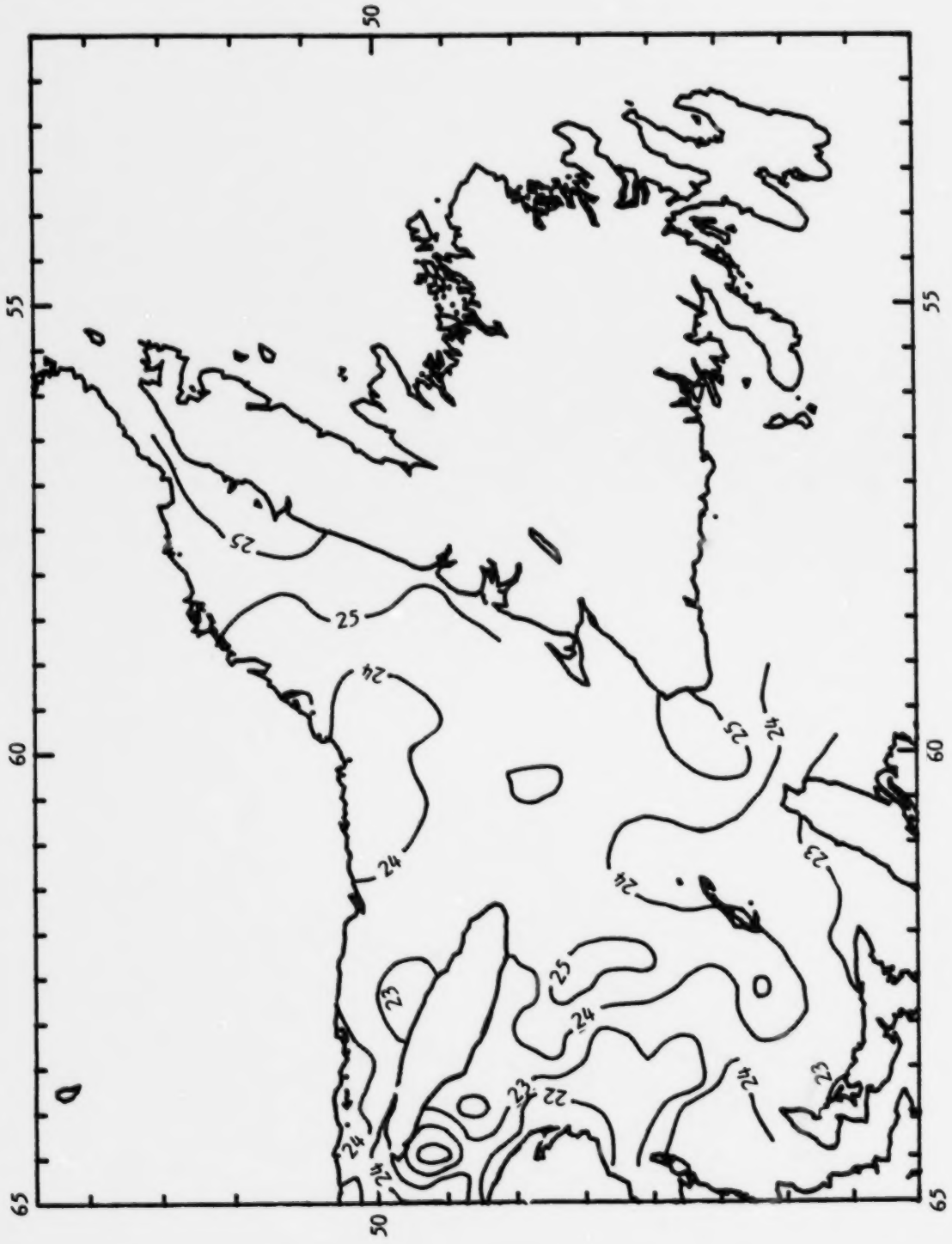
GOLFE DU SAINT-LAURENT - Valeurs des mesures, janvier à avril



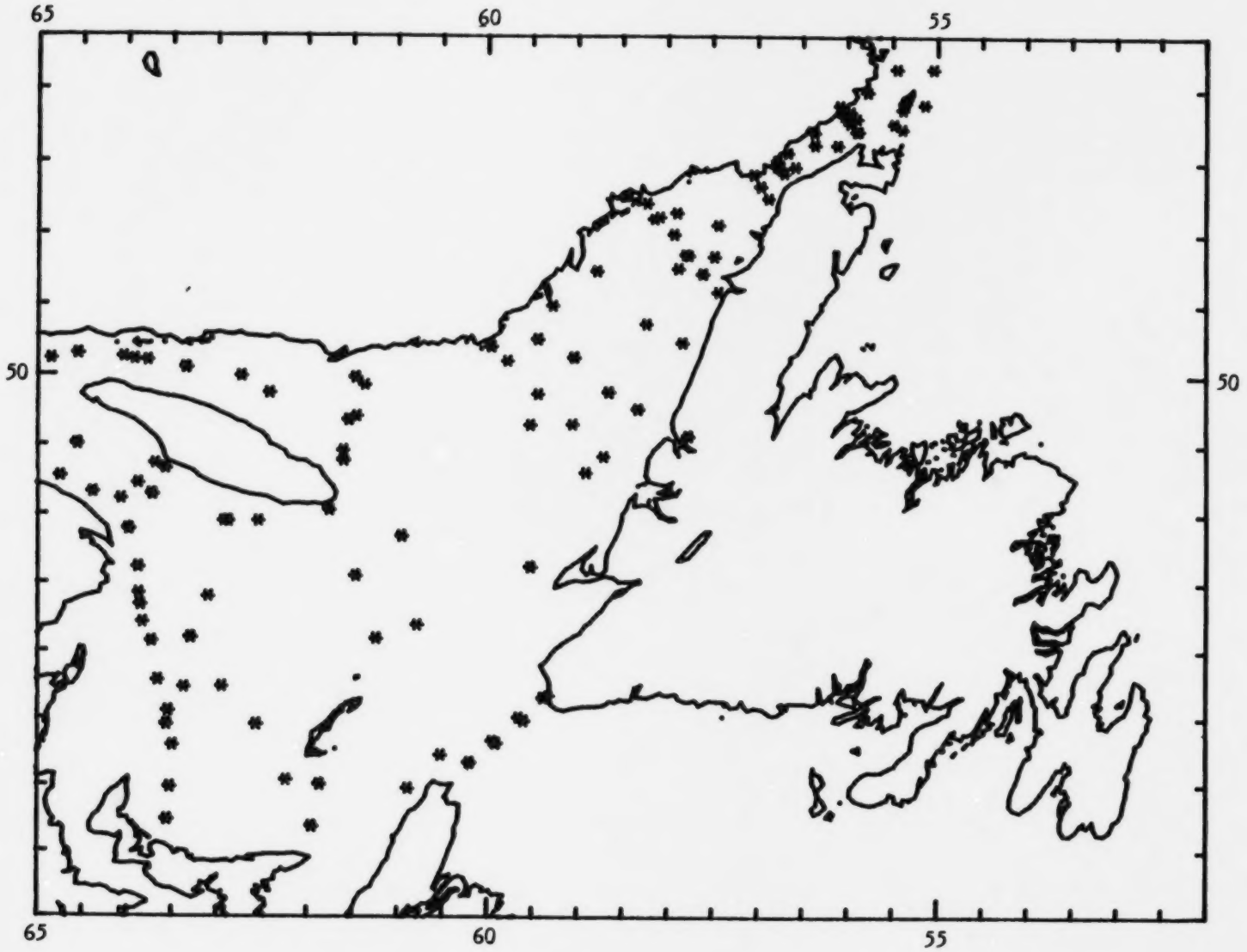
GOLFE DU SAINT-LAURENT - Isopycnes, janvier à avril



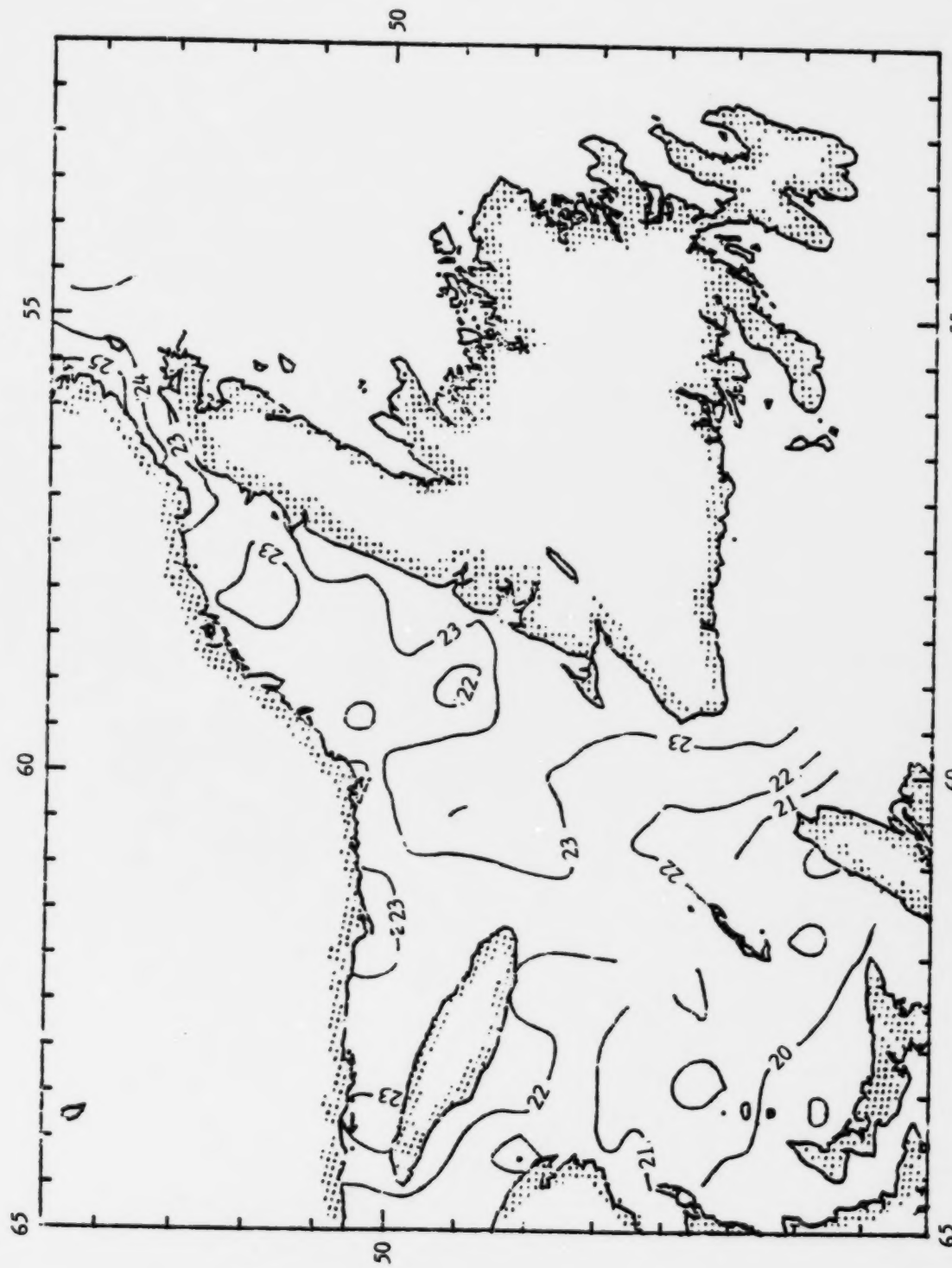
GOLFE DU SAINT-LAURENT - Lieux des mesures, mai à juin



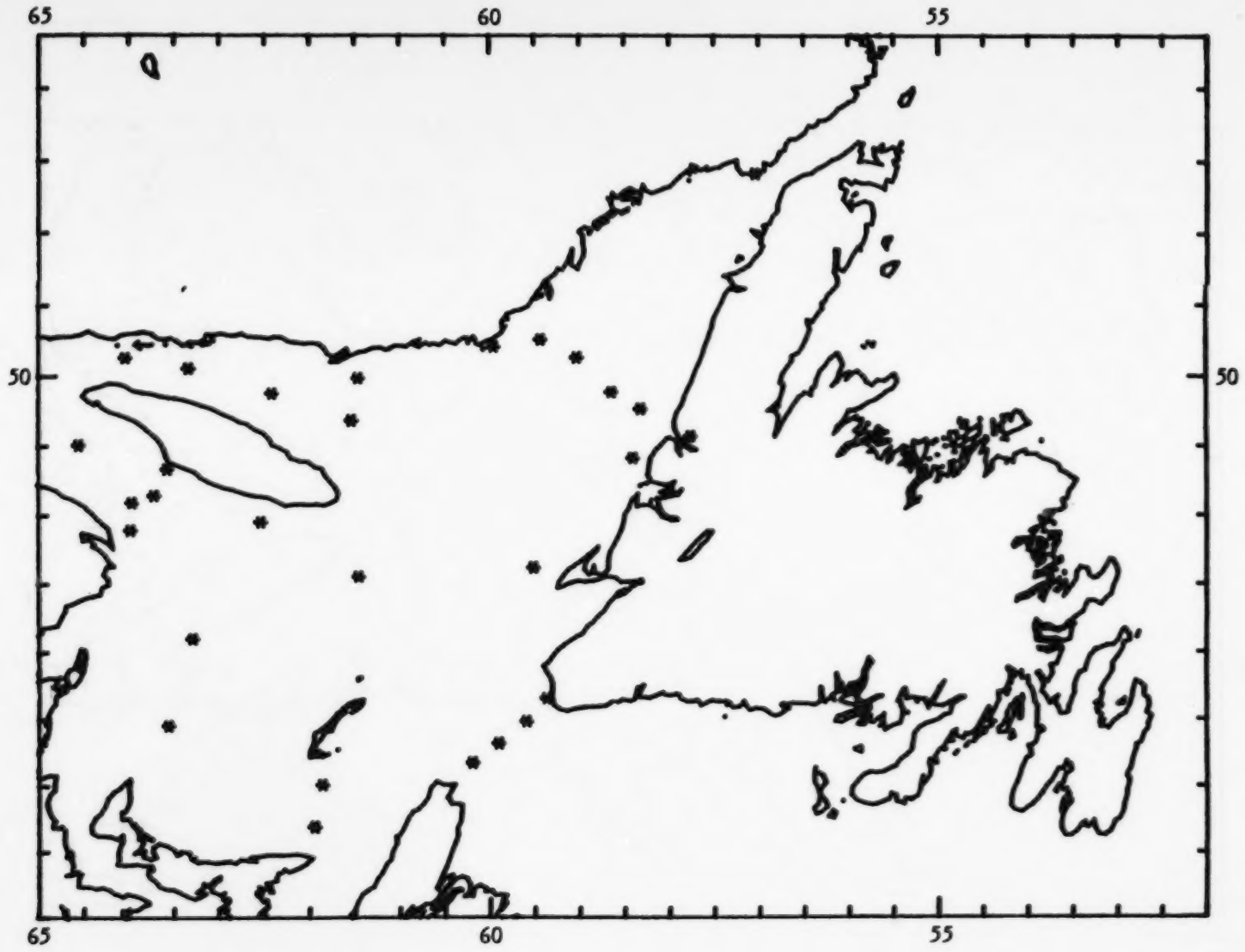
GOLFE DU SAINT-LAURENT - Isopycnes, mai à juin



GOLFE DU SAINT-LAURENT - Lieux des mesures, juillet à septembre

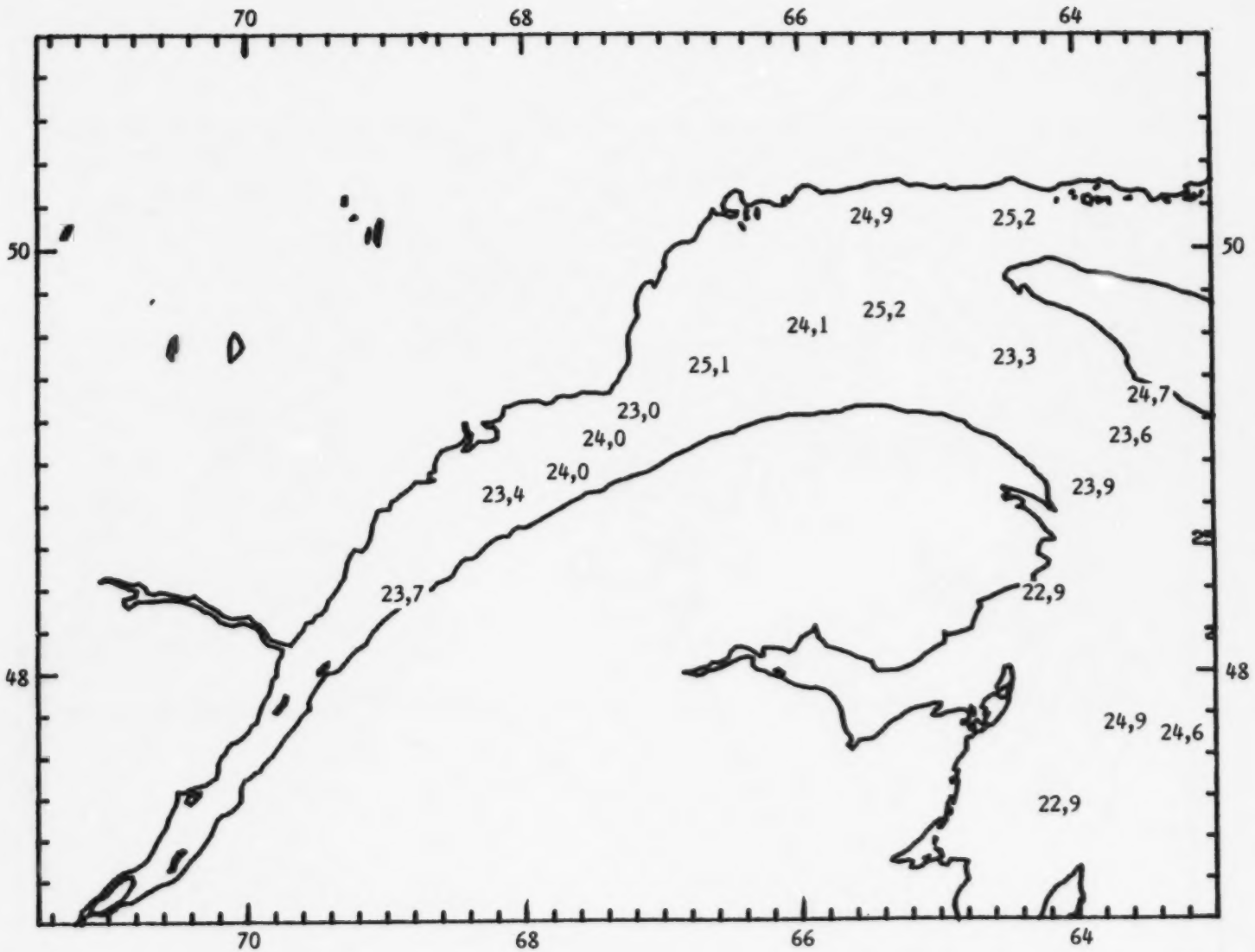


GOLFE DU SAINT-LAURENT - Isopycnes, juillet à septembre

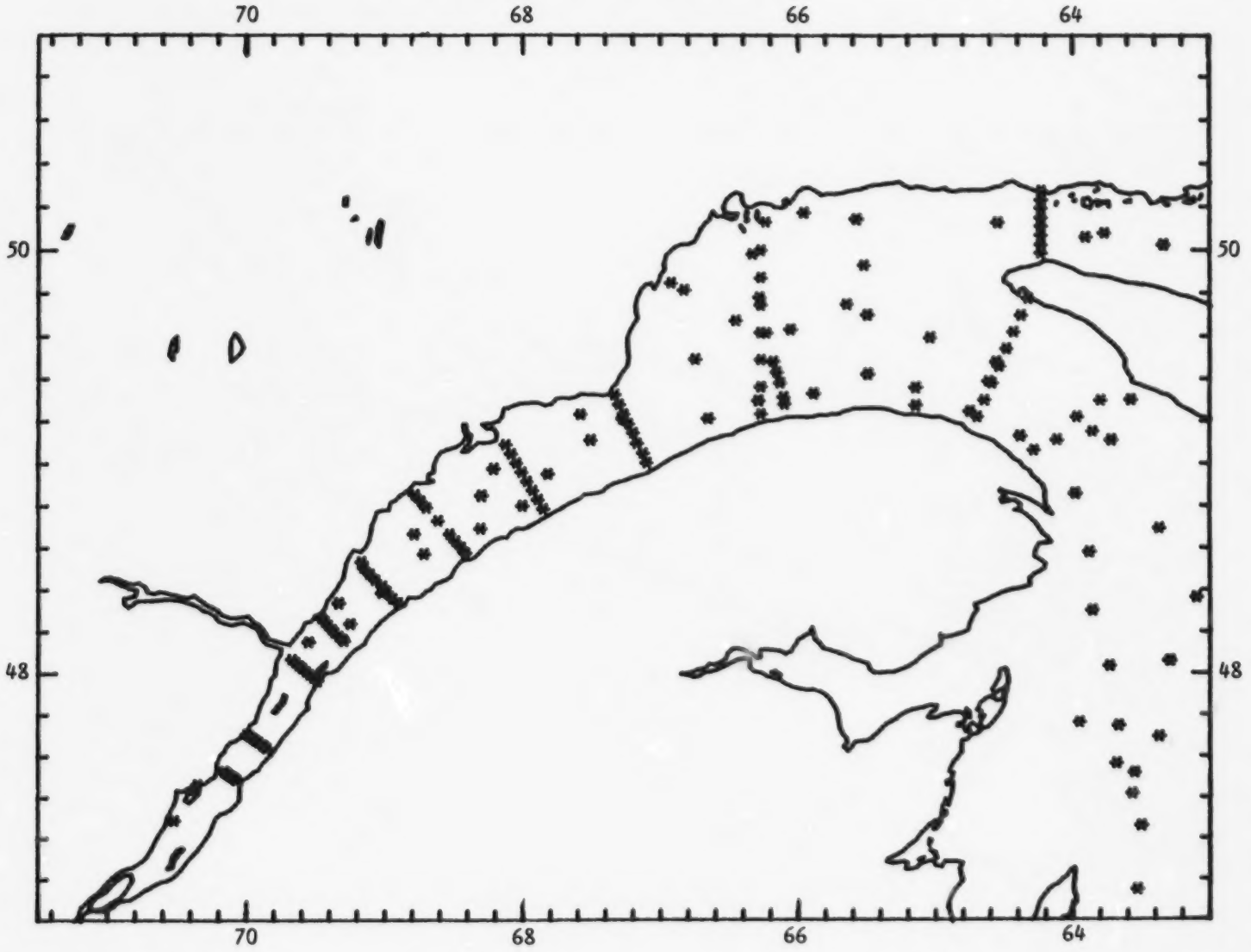


GOLFE DU SAINT-LAURENT - Lieux des mesures, septembre à décembre

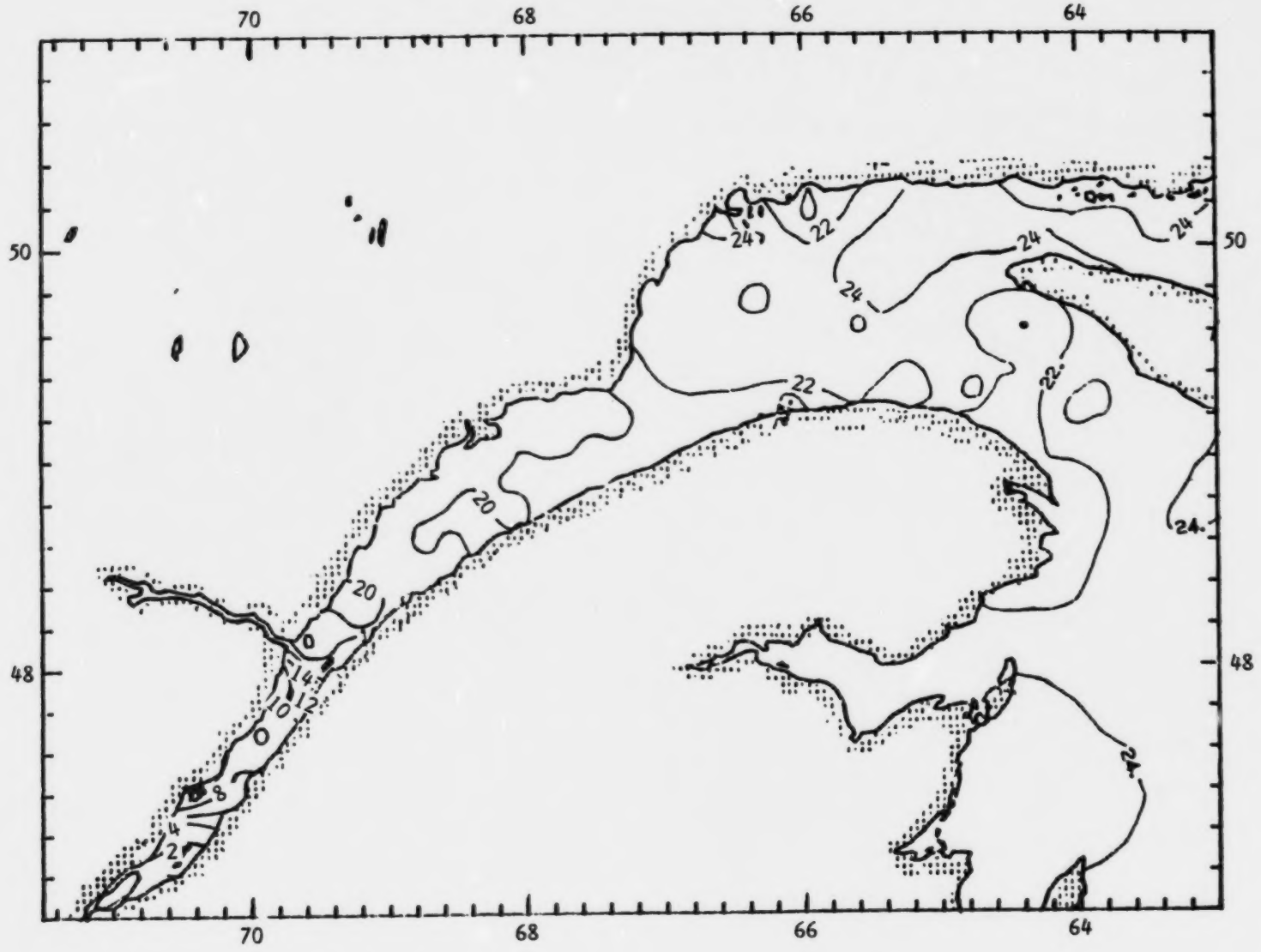
GOLFE DU SAINT-LAURENT - Isopycnes, septembre à décembre



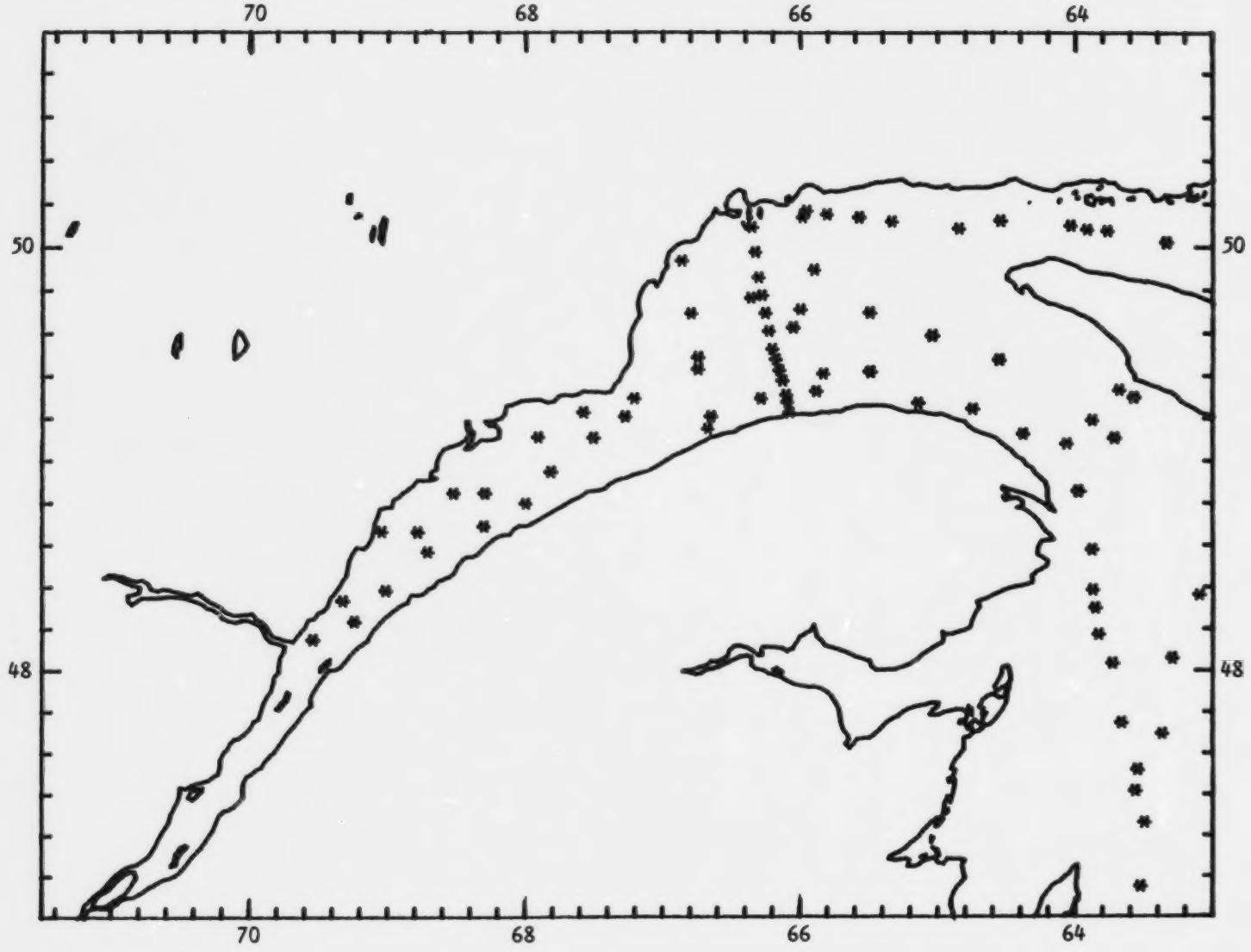
ESTUAIRE DU SAINT-LAURENT - Lieux et valeurs des mesures, janvier à avril



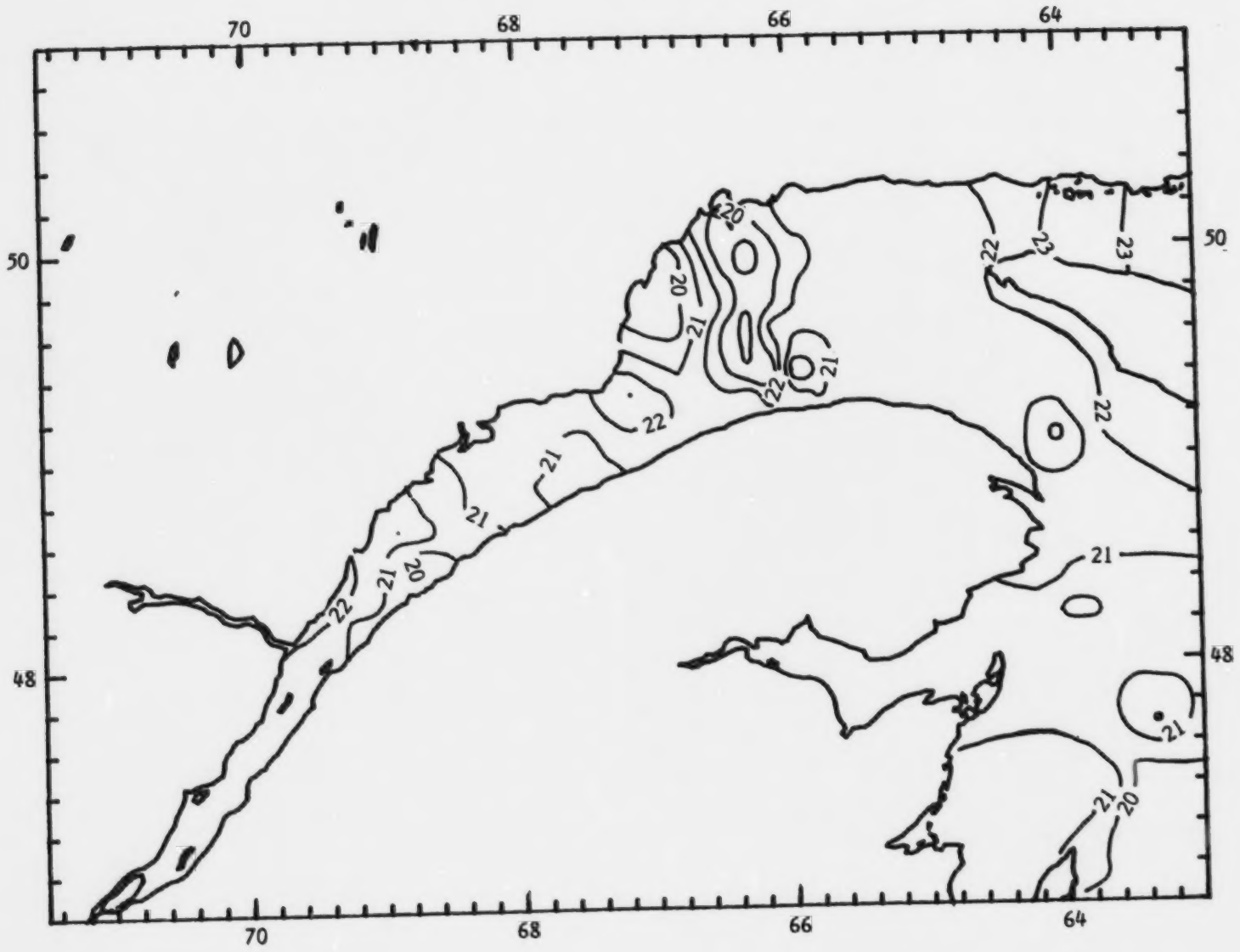
ESTUAIRE DU SAINT-LAURENT - Lieux des mesures, mai à juin



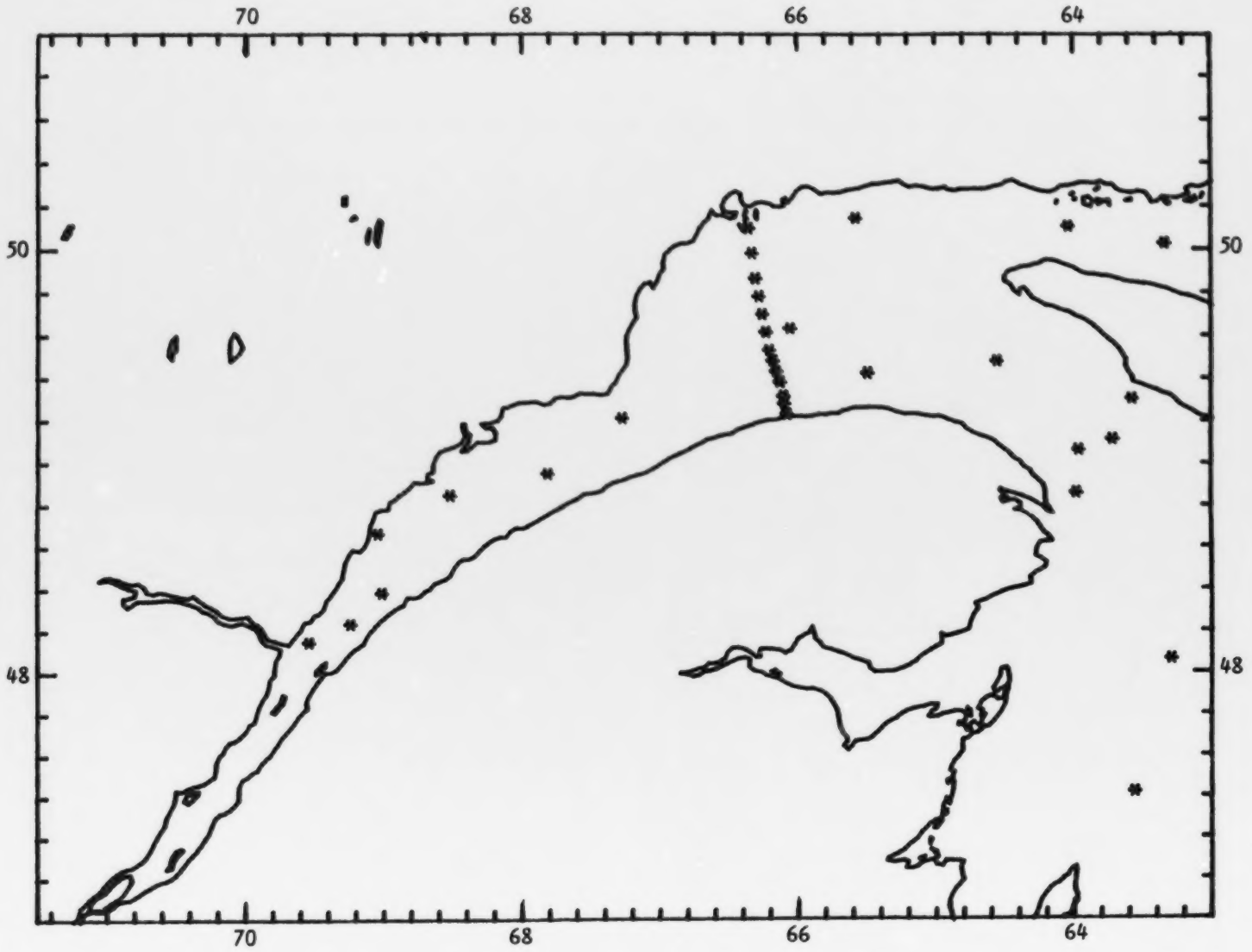
ESTUAIRE DU SAINT-LAURENT - Isopycnes, mai à juin



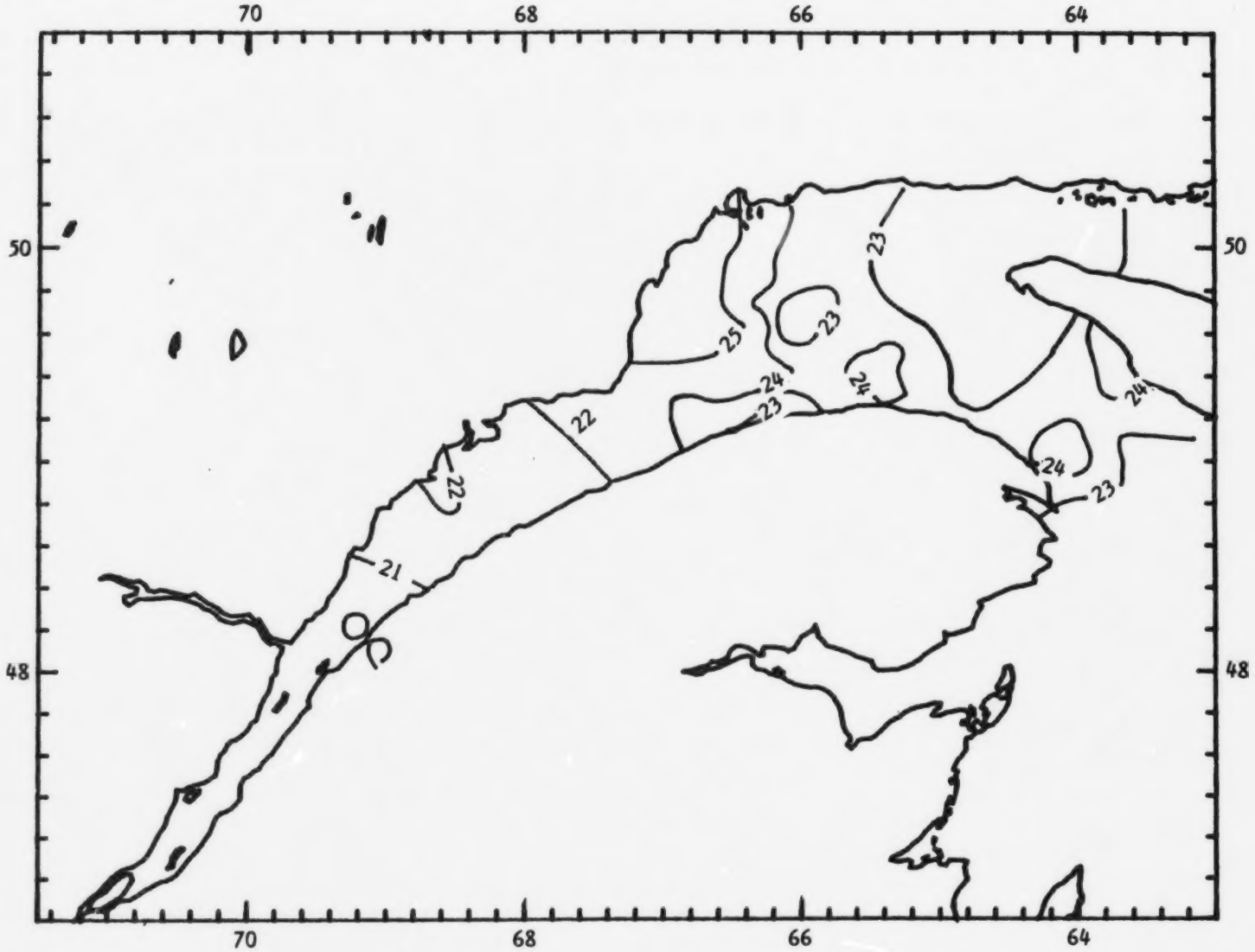
ESTUAIRE DU SAINT-LAURENT - Lieux des mesures, juillet à septembre



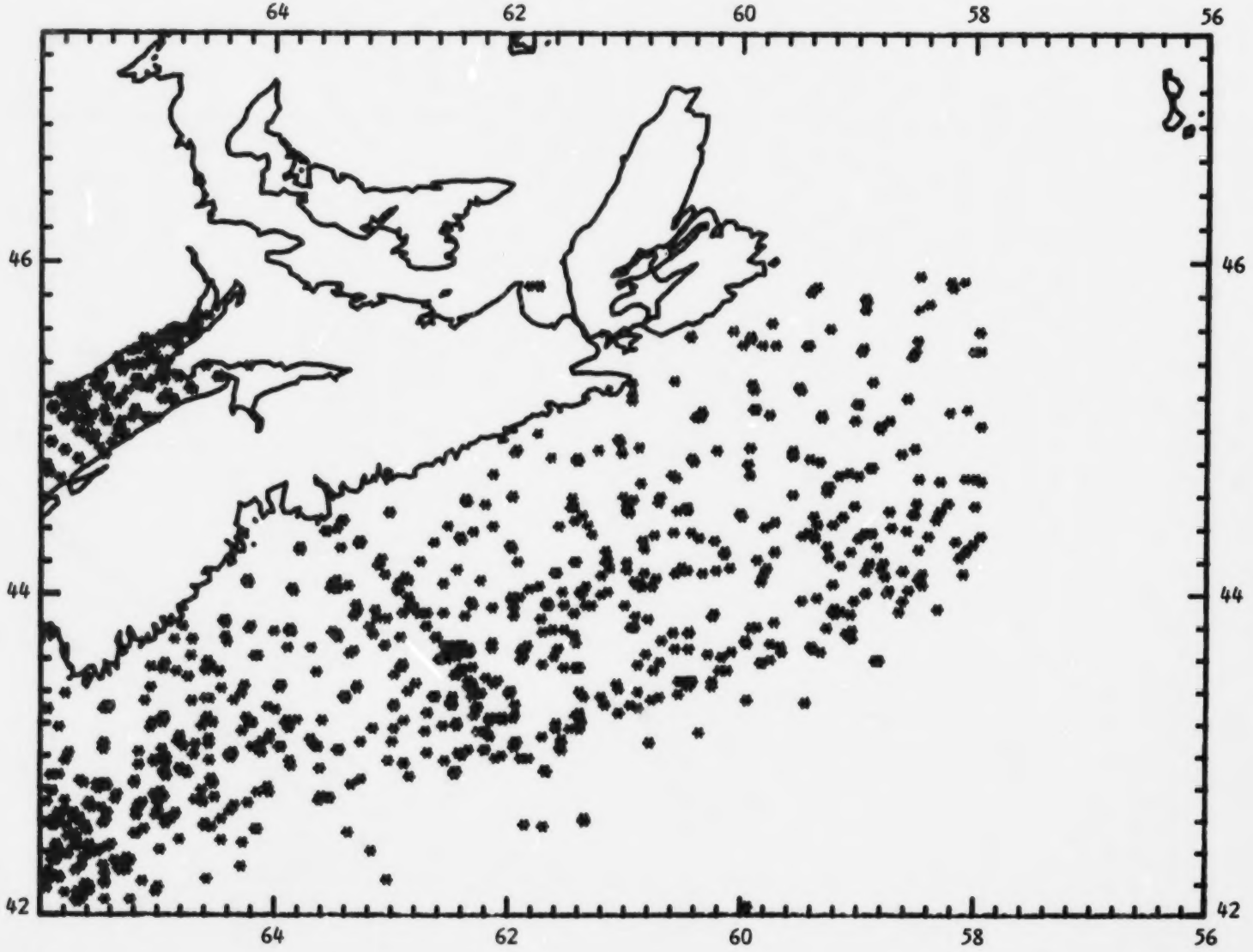
ESTUAIRE DU SAINT-LAURENT - Isopycnes, juillet à septembre



ESTUAIRE DU SAINT-LAURENT - Lieux des mesures, septembre à décembre

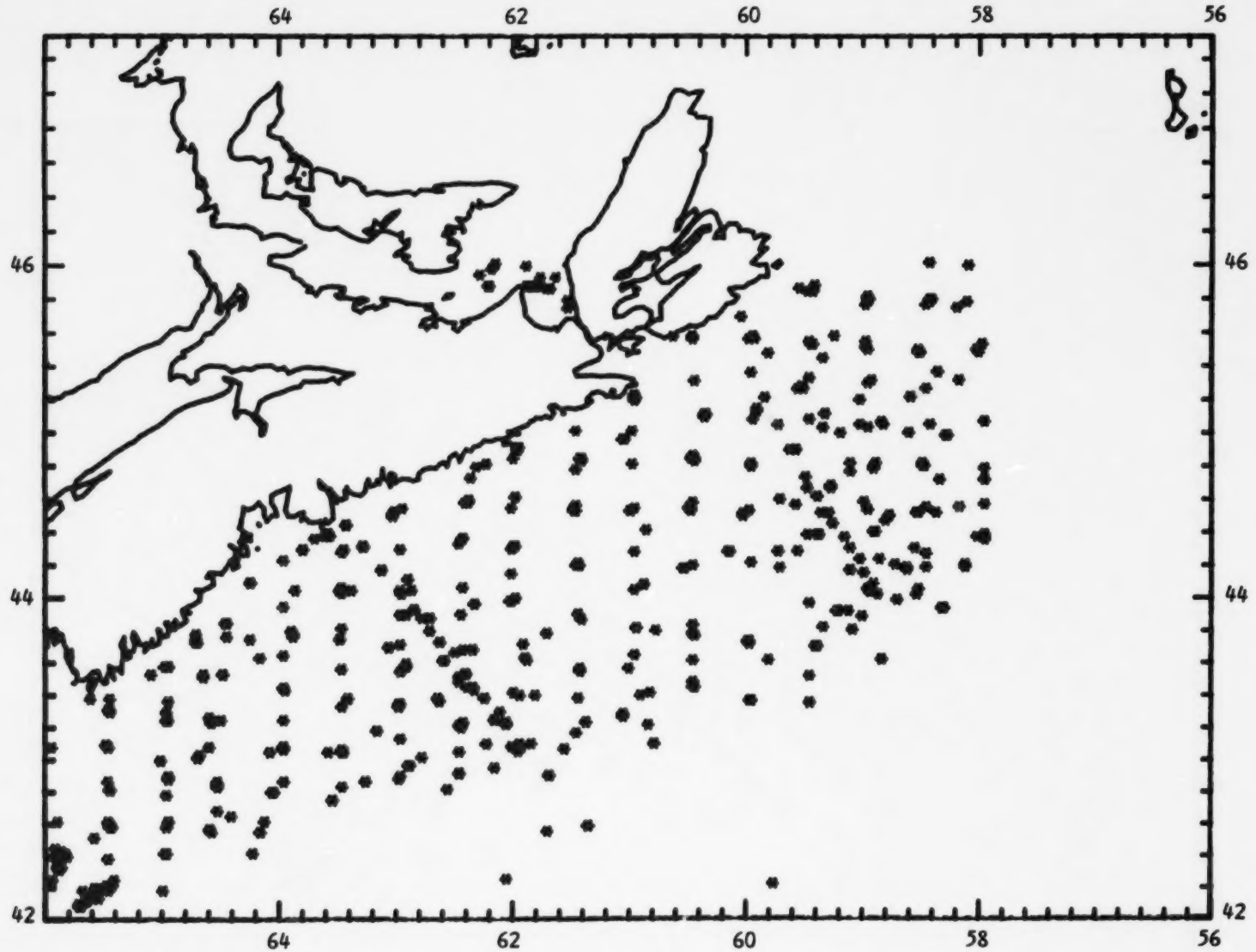


ESTUAIRE DU SAINT-LAURENT - Isopycnes, septembre à décembre

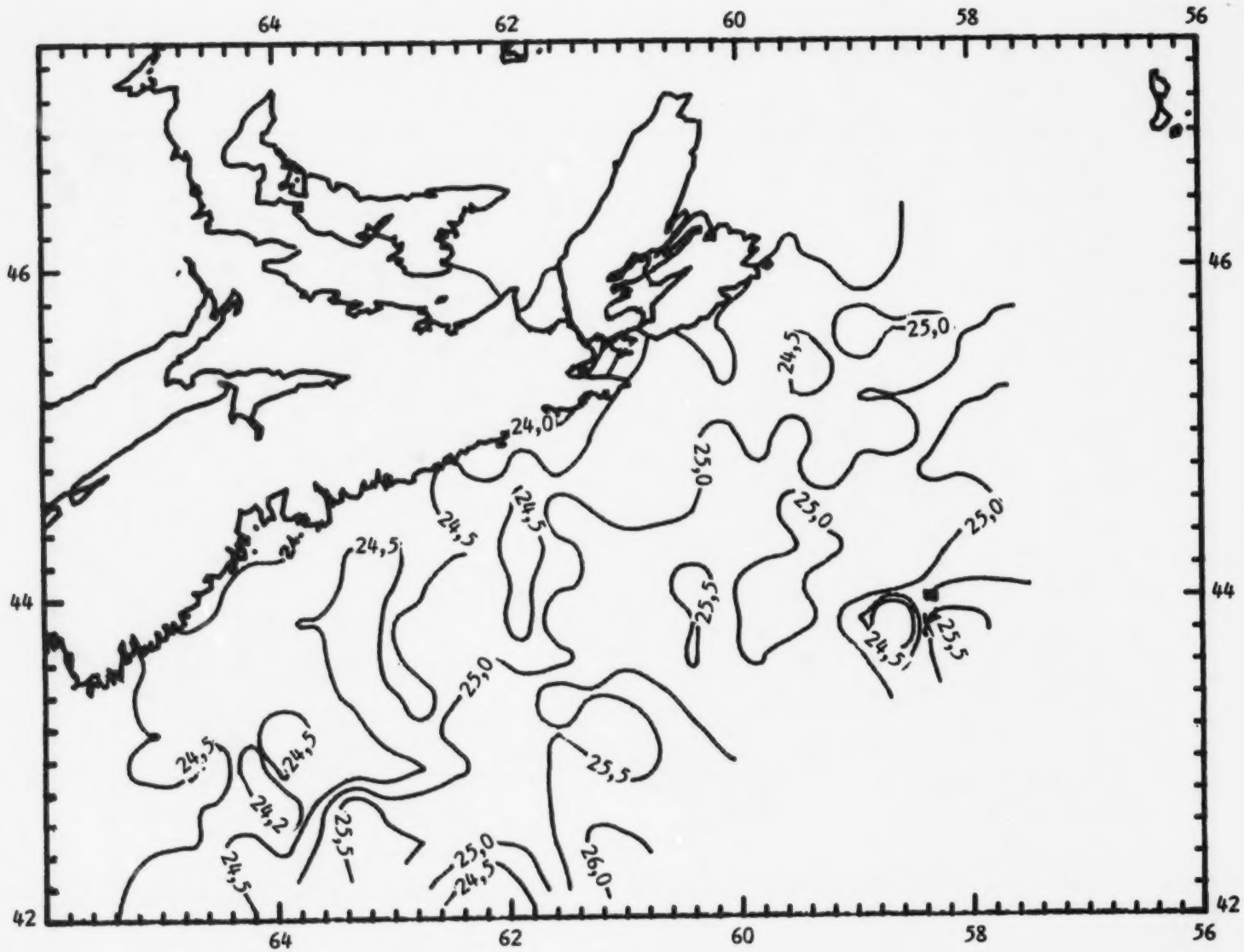


PLATEAU SCOTIAN - Lieux des mesures, janvier à avril

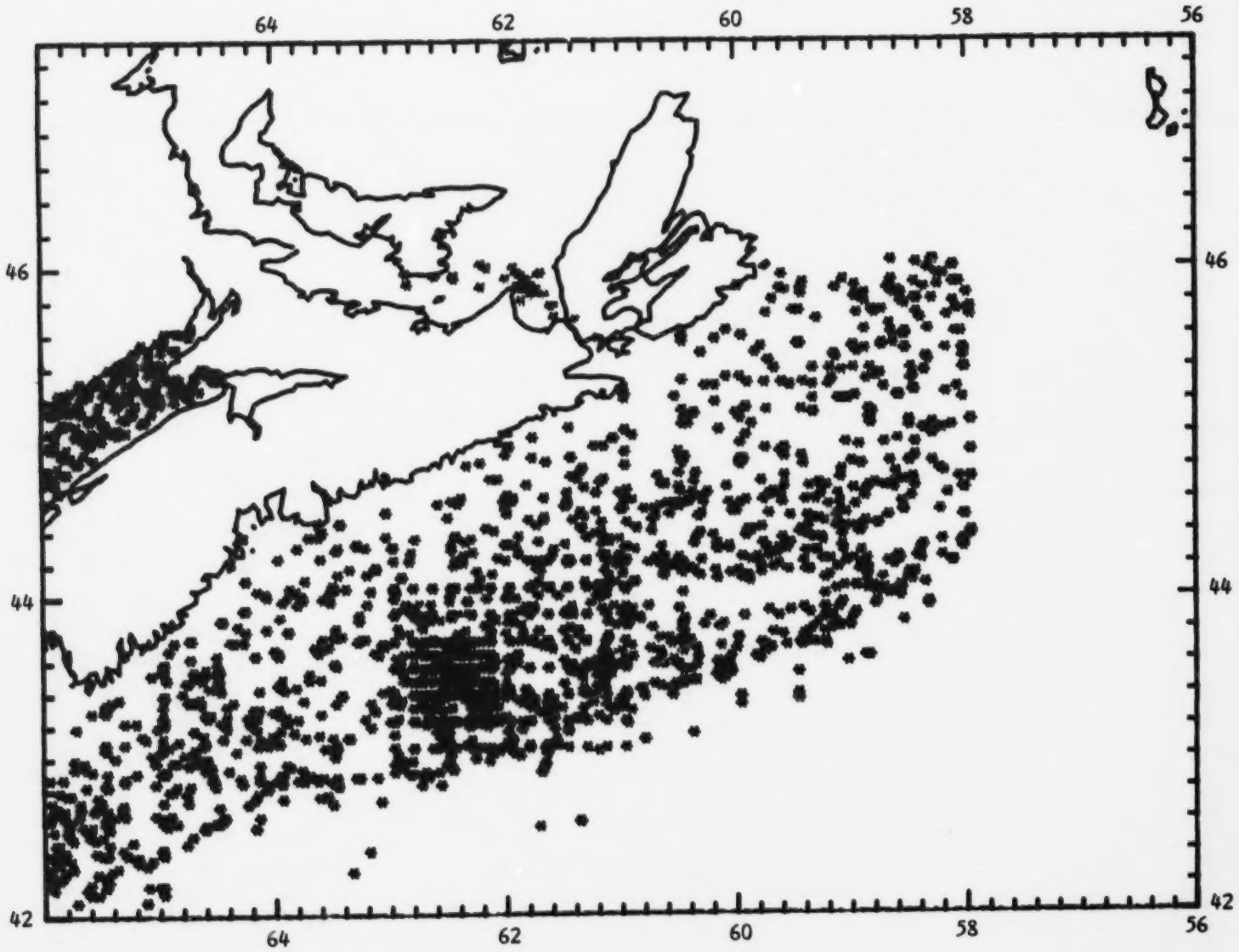
PLATEAU SCOTIAN - Isopycnes, janvier à avril



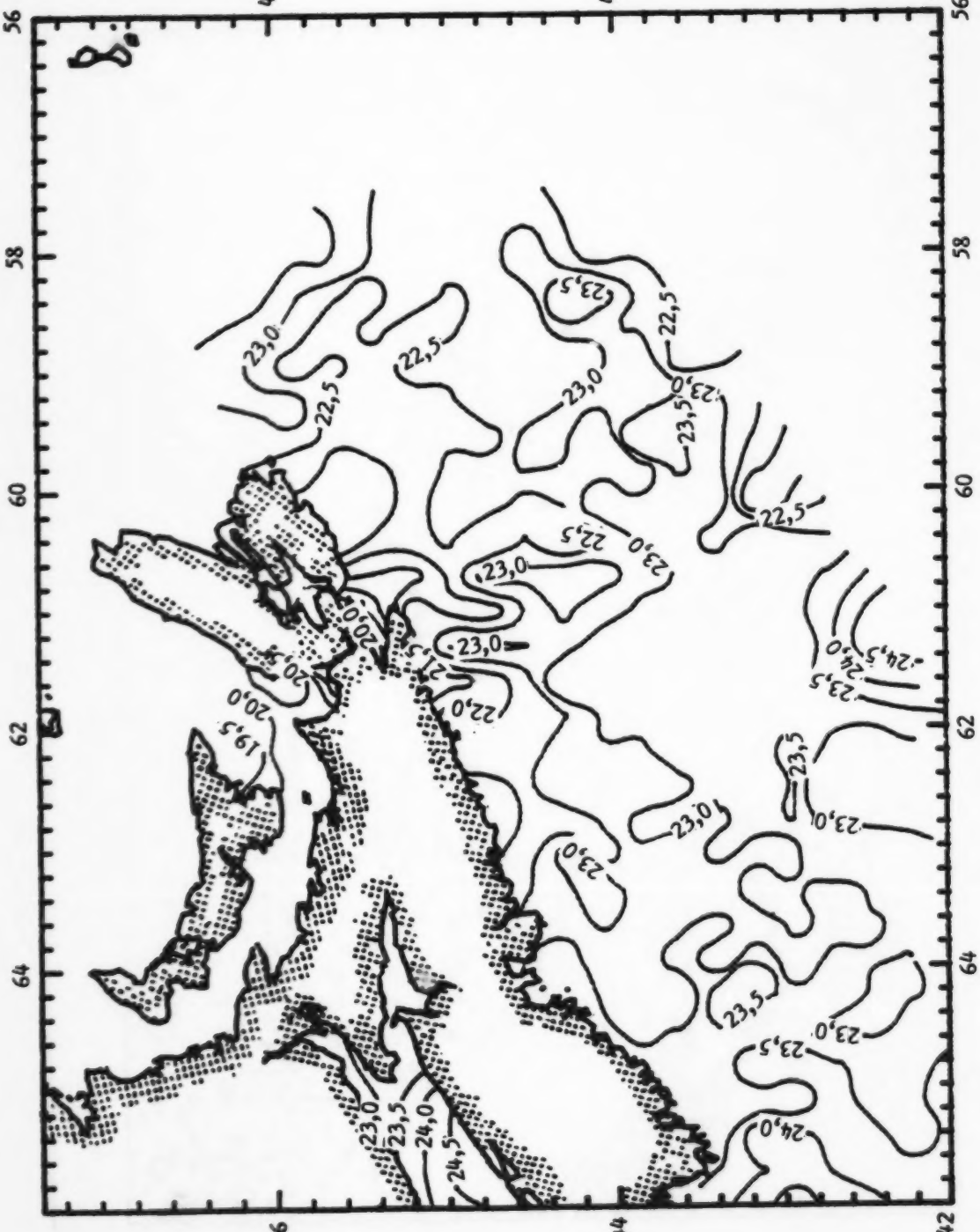
PLATEAU SCOTIAN - Lieux des mesures, mai à juin



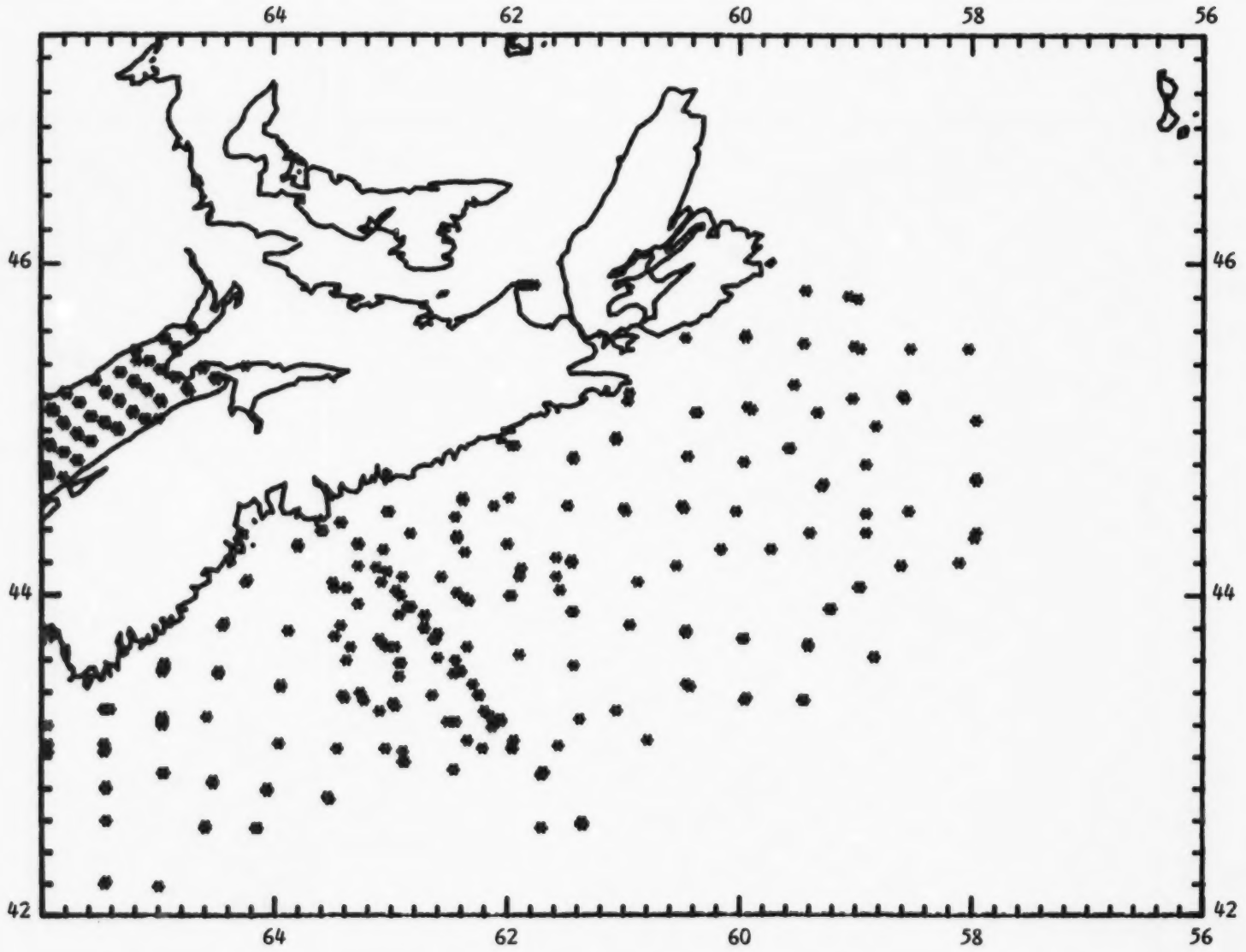
PLATEAU SCOTIAN - Isopycnes, mai à juin



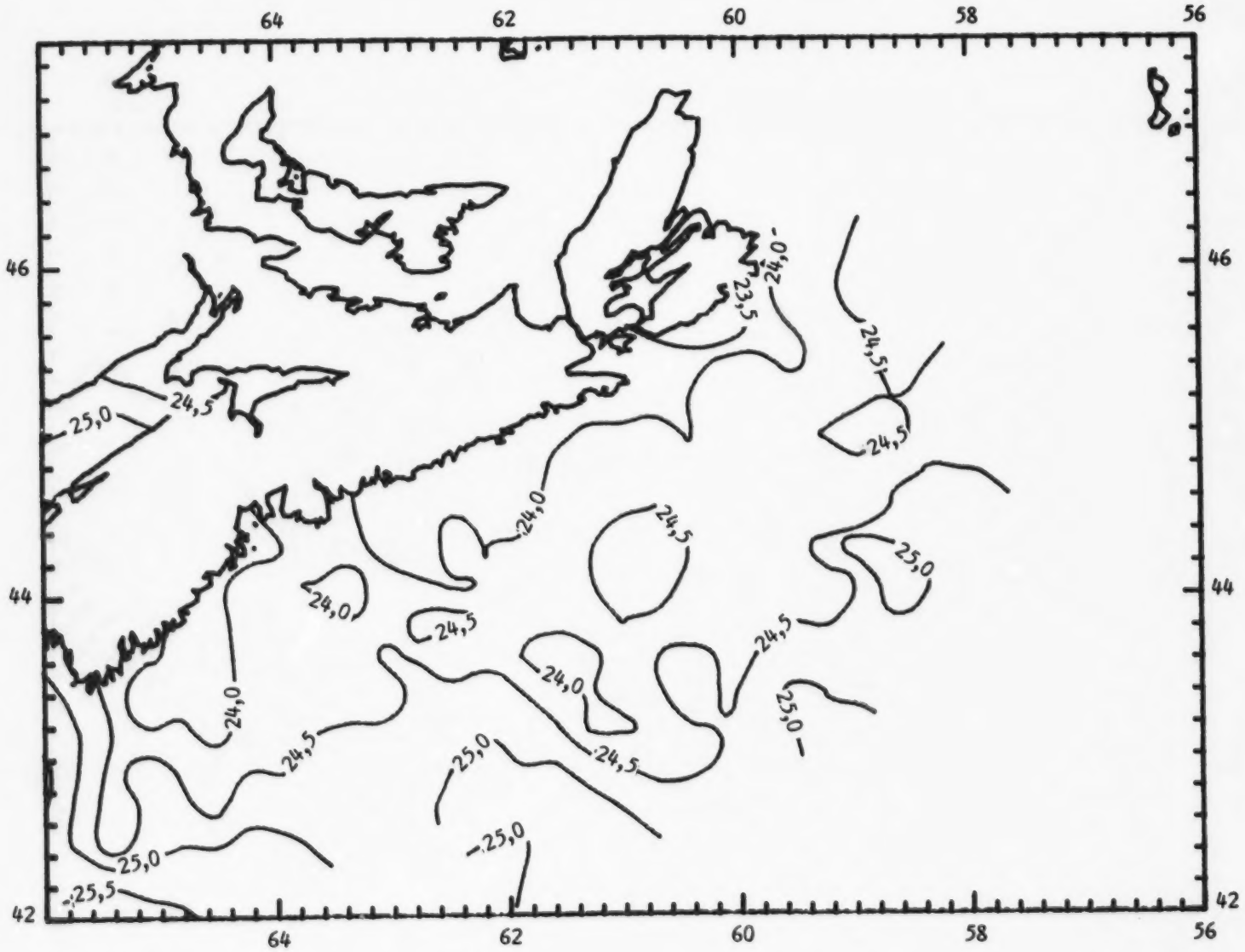
PLATEAU SCOTIAN - Lieux des mesures, juillet à octobre



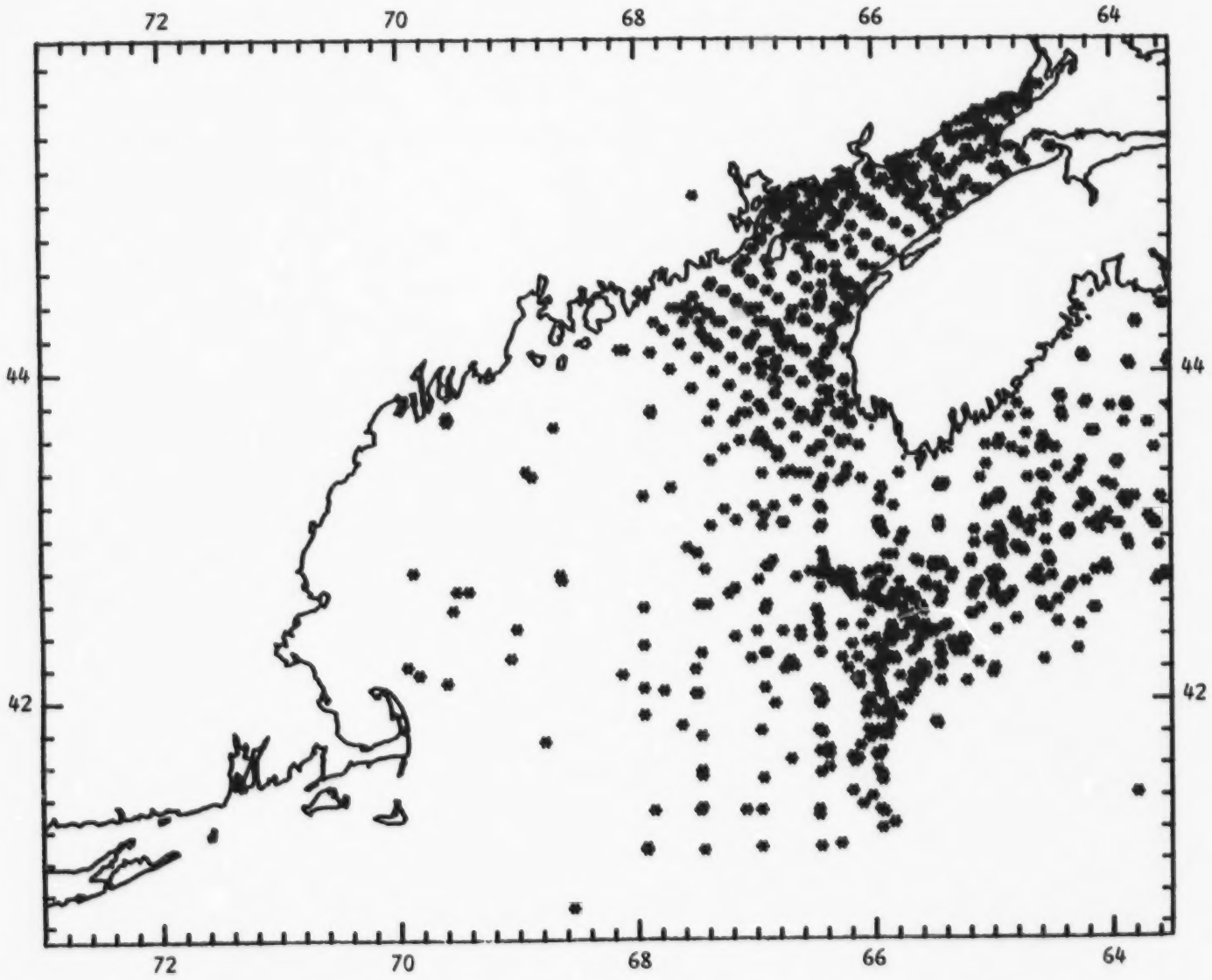
PLATEAU SCOTIAN - Isopycnes, juillet à octobre



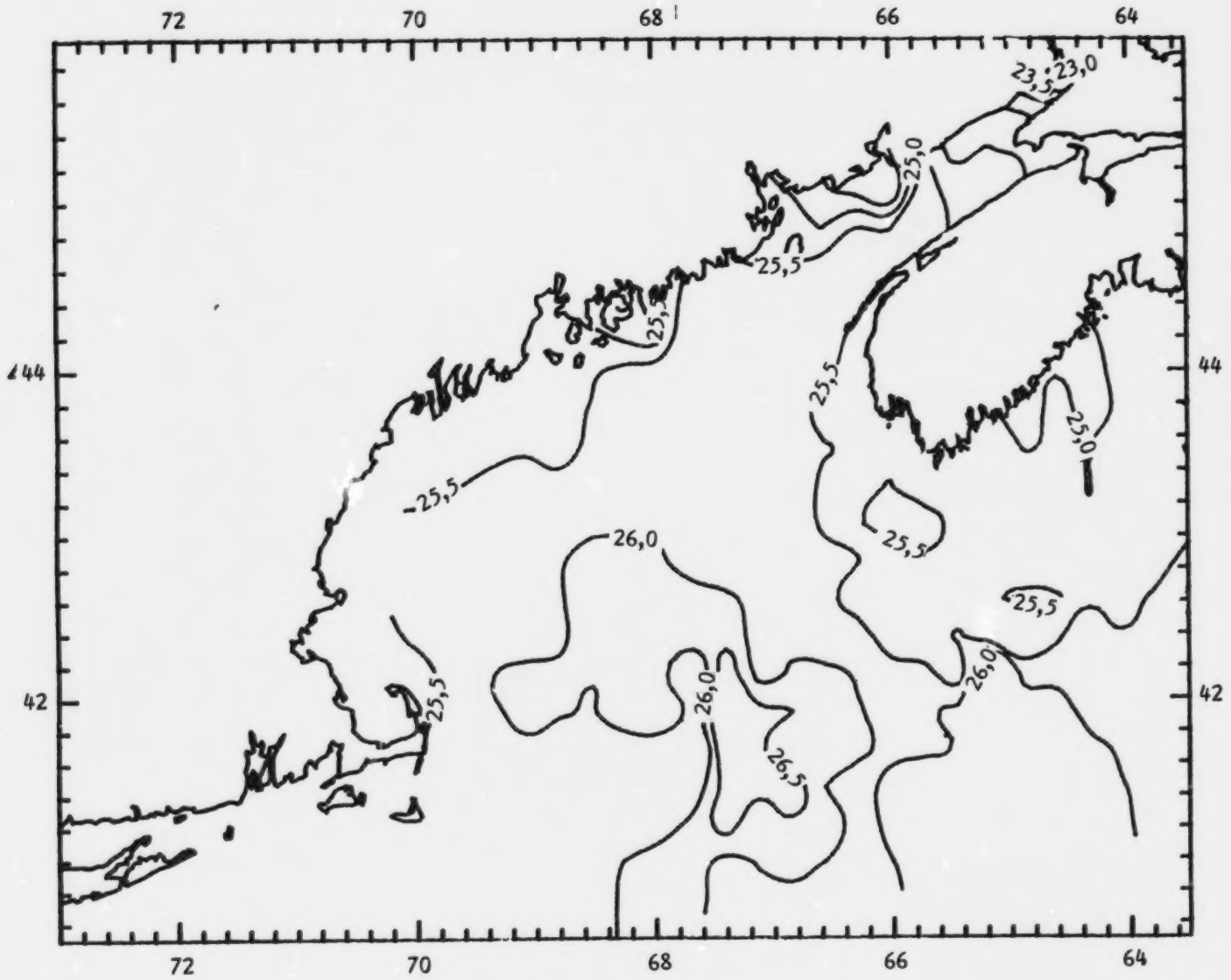
PLATEAU SCOTIAN - Lieux des mesures, novembre à décembre



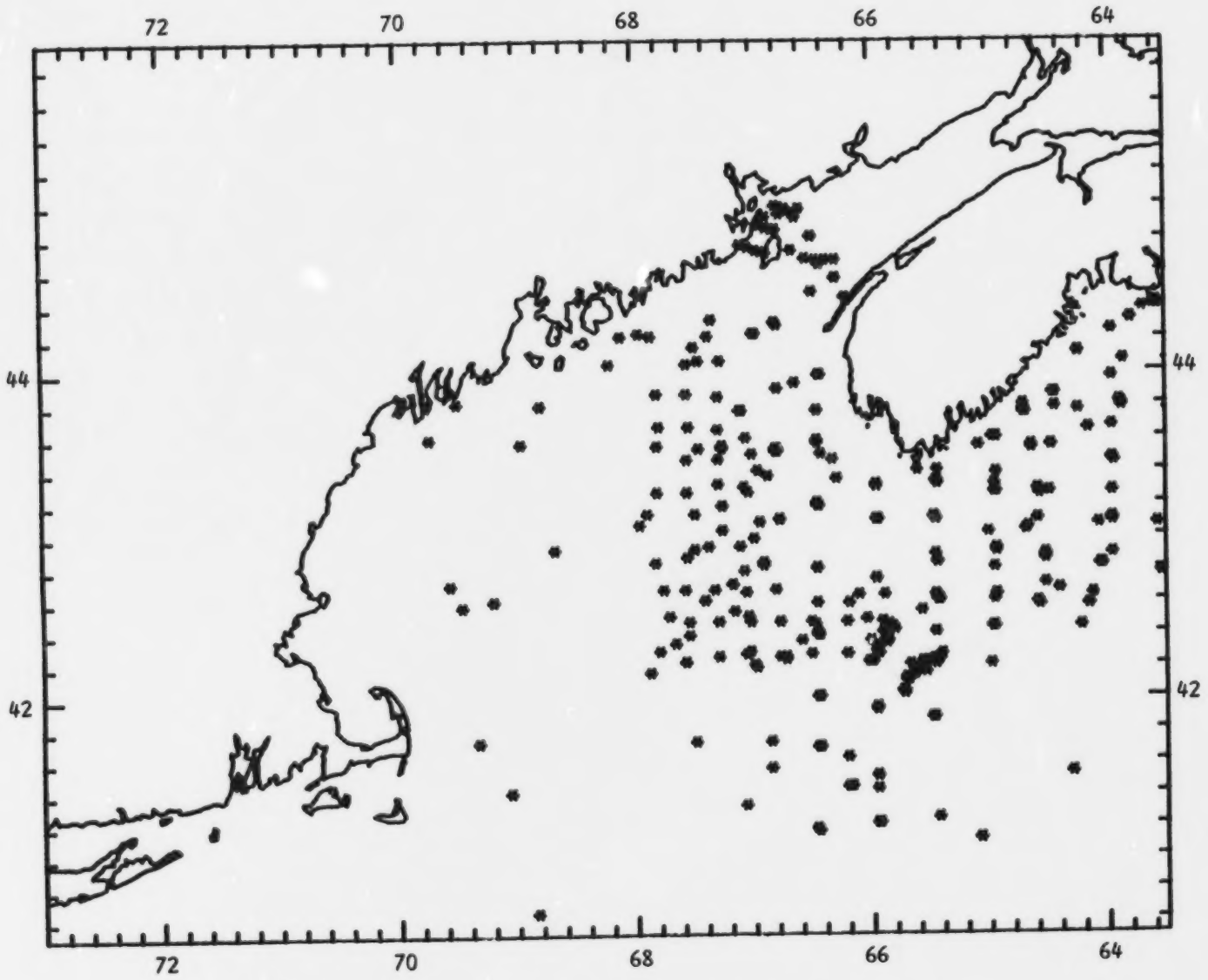
PLATEAU SCOTIAN - Isopycnes, novembre à décembre



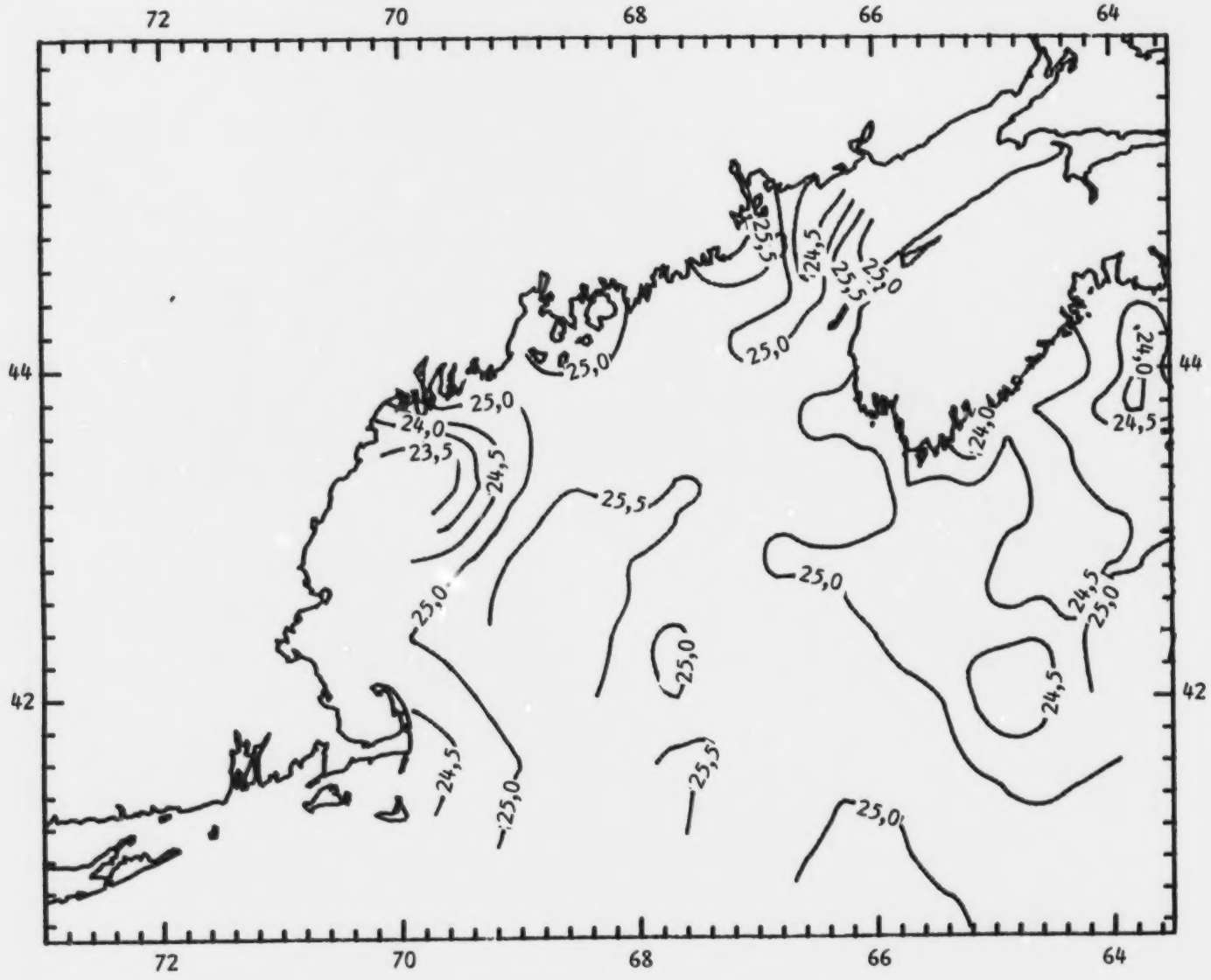
GOLFE DU MAINE, BAIE DE FUNDY - Lieux des mesures, janvier à avril



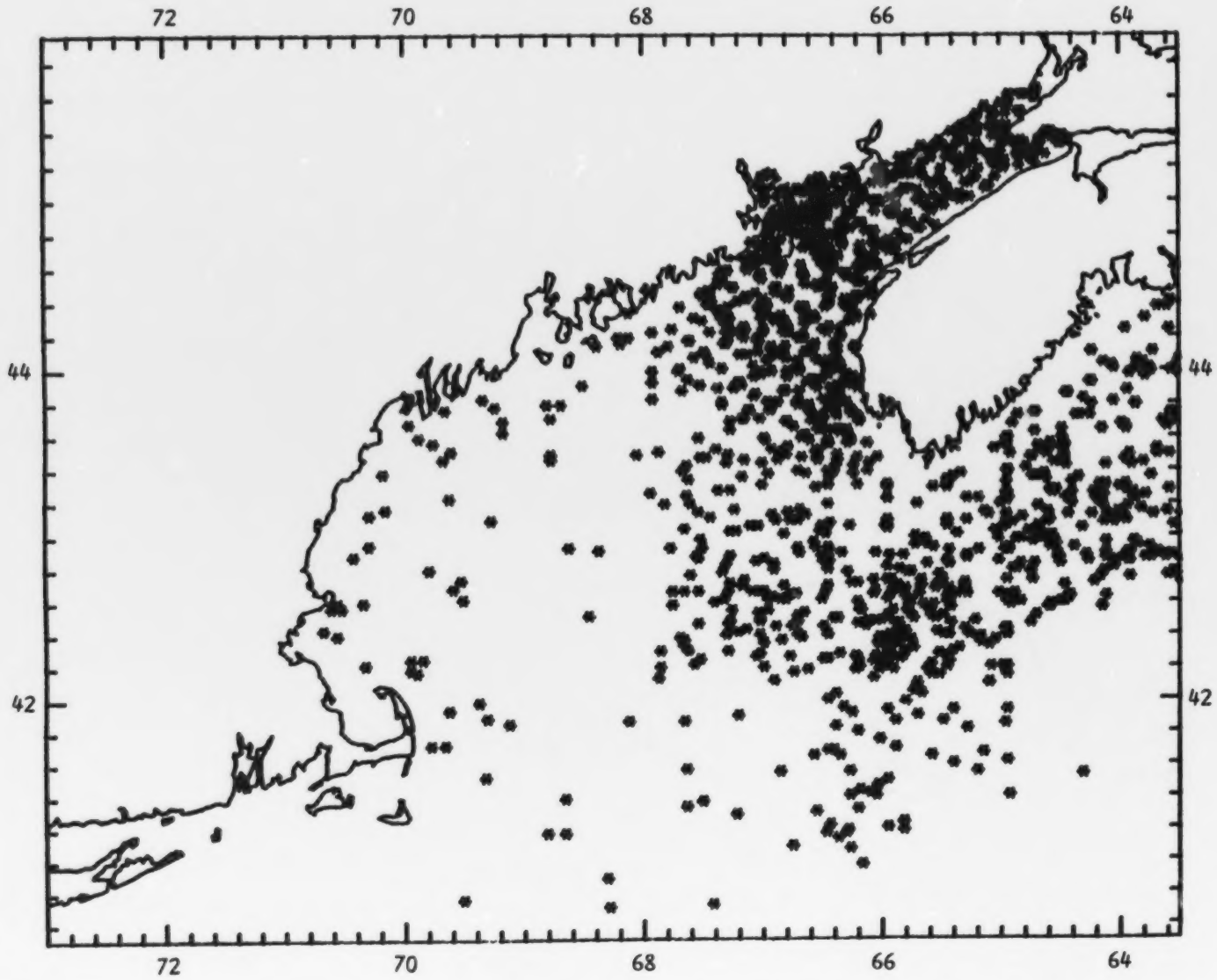
GOLFE DU MAINE, BAIE DE FUNDY - Isopycnes, janvier à avril



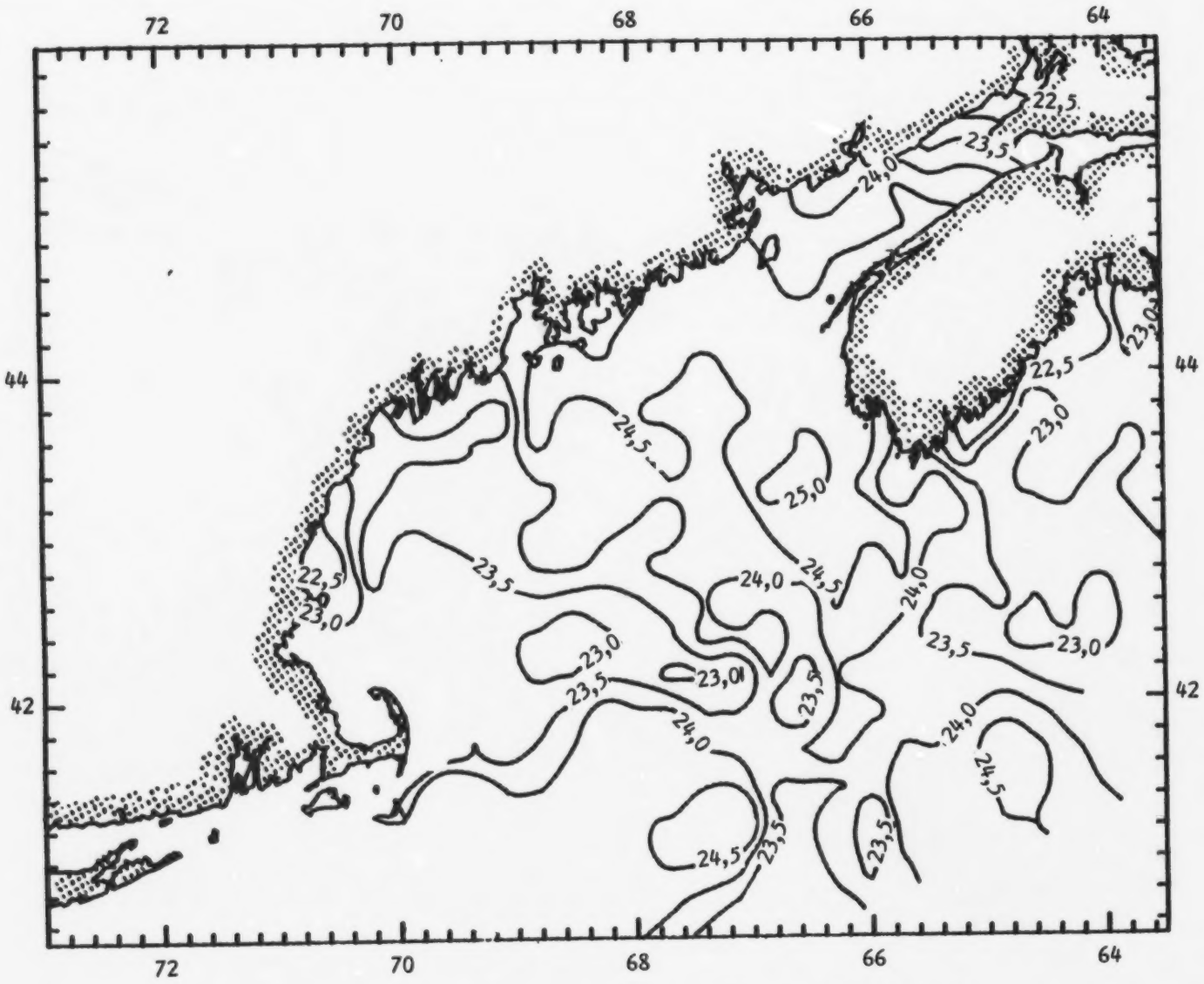
GOLFE DU MAINE, BAIE DE FUNDY - Lieux des mesures, mai à juin



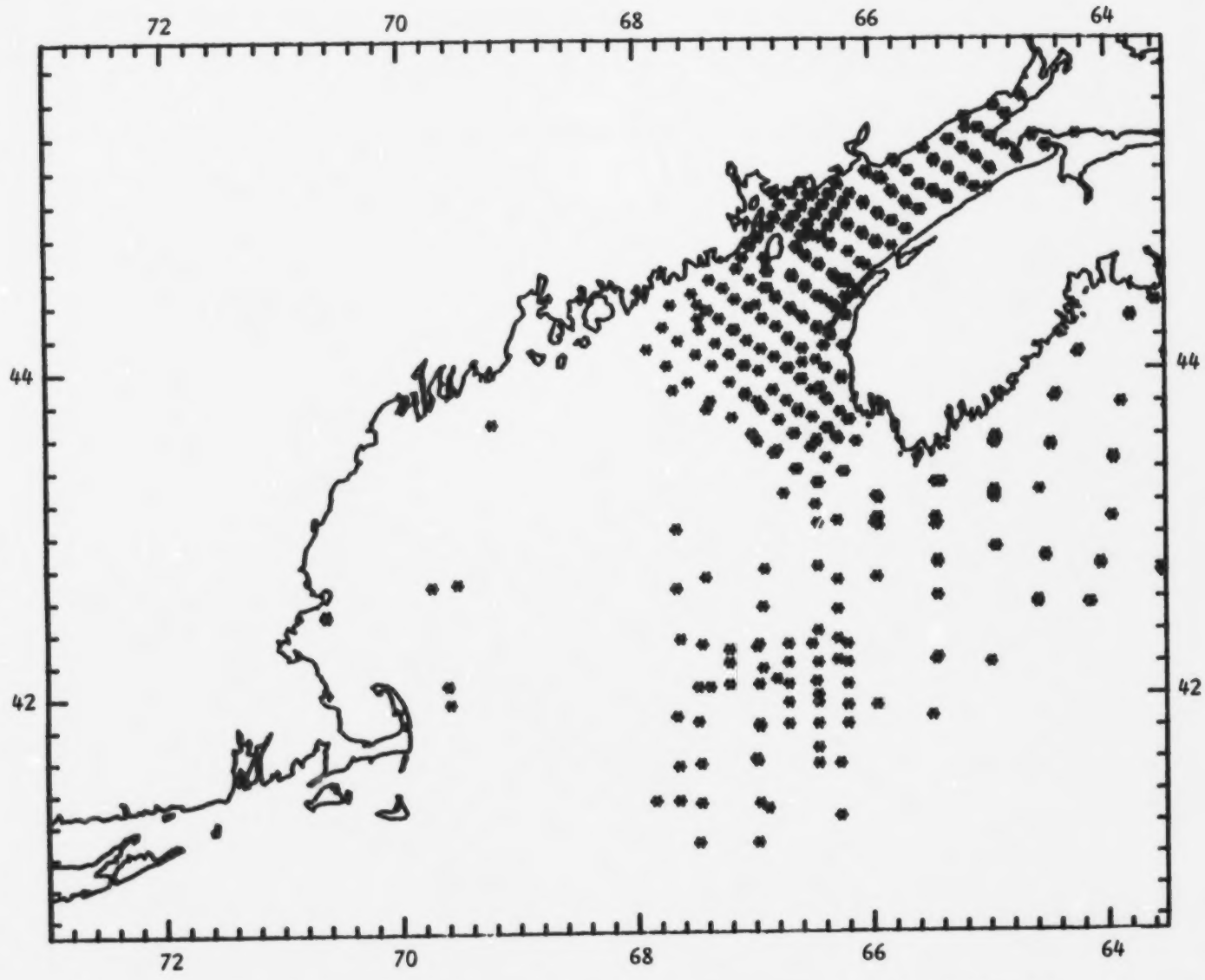
GOLFE DU MAINE, BAIE DE FUNDY - Isopycnes, mai à juin



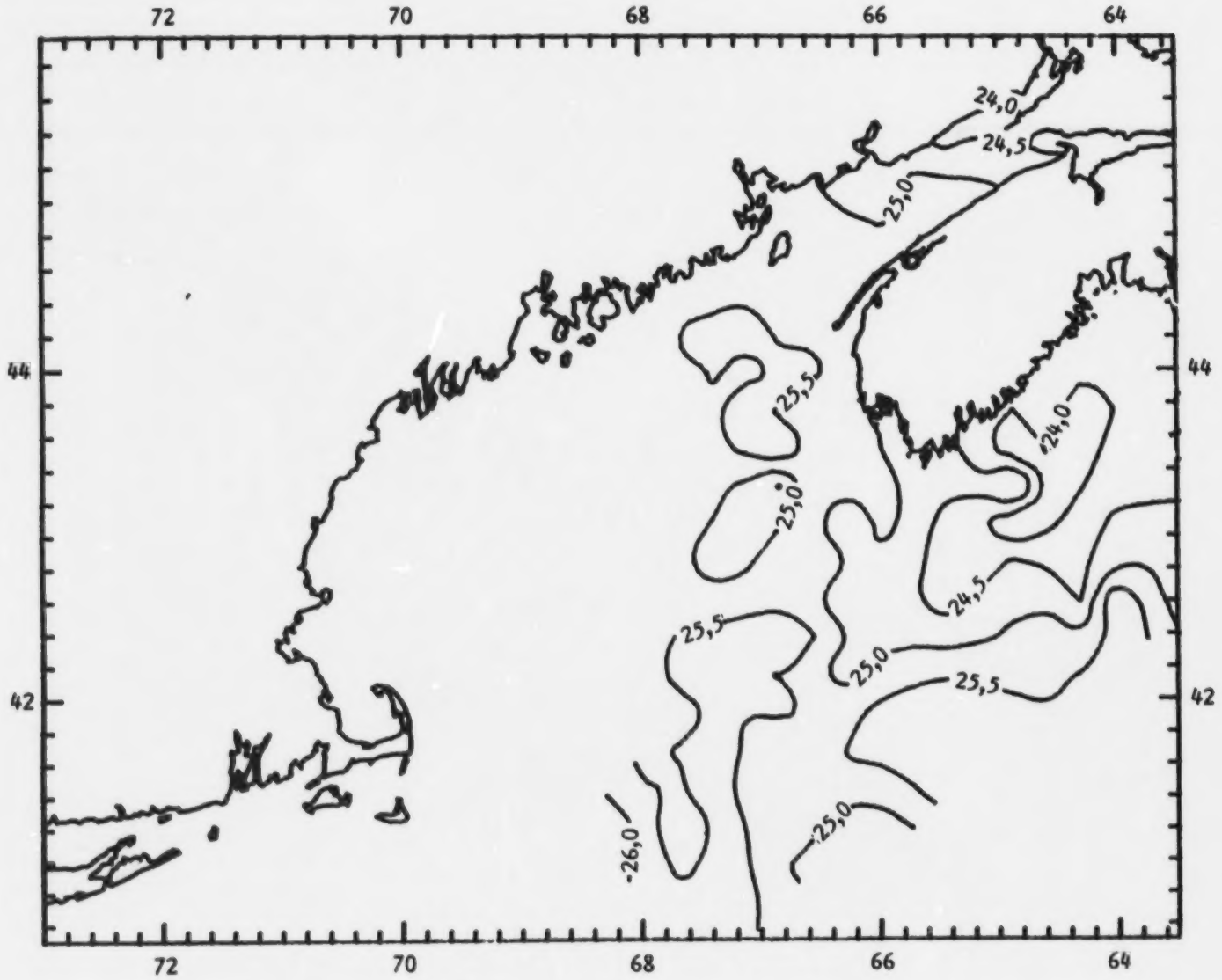
GOLFE DU MAINE, BAIE DE FUNDY - Lieux des mesures, juillet à octobre



GOLFE DU MAINE, BAIE DE FUNDY - Isopycnes, juillet à octobre

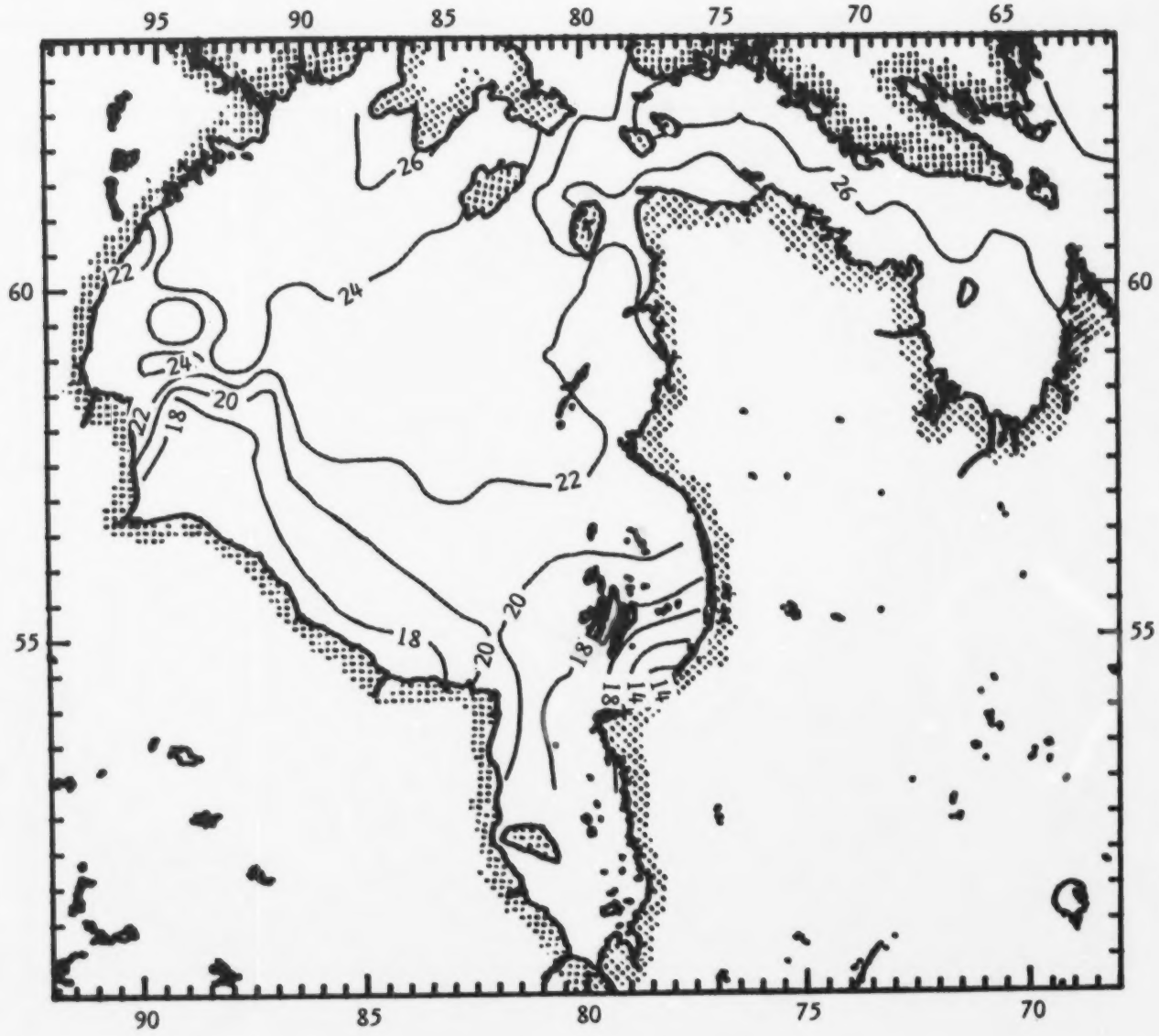


GOLFE DU MAINE, BAIE DE FUNDY - Lieux des mesures, novembre à décembre

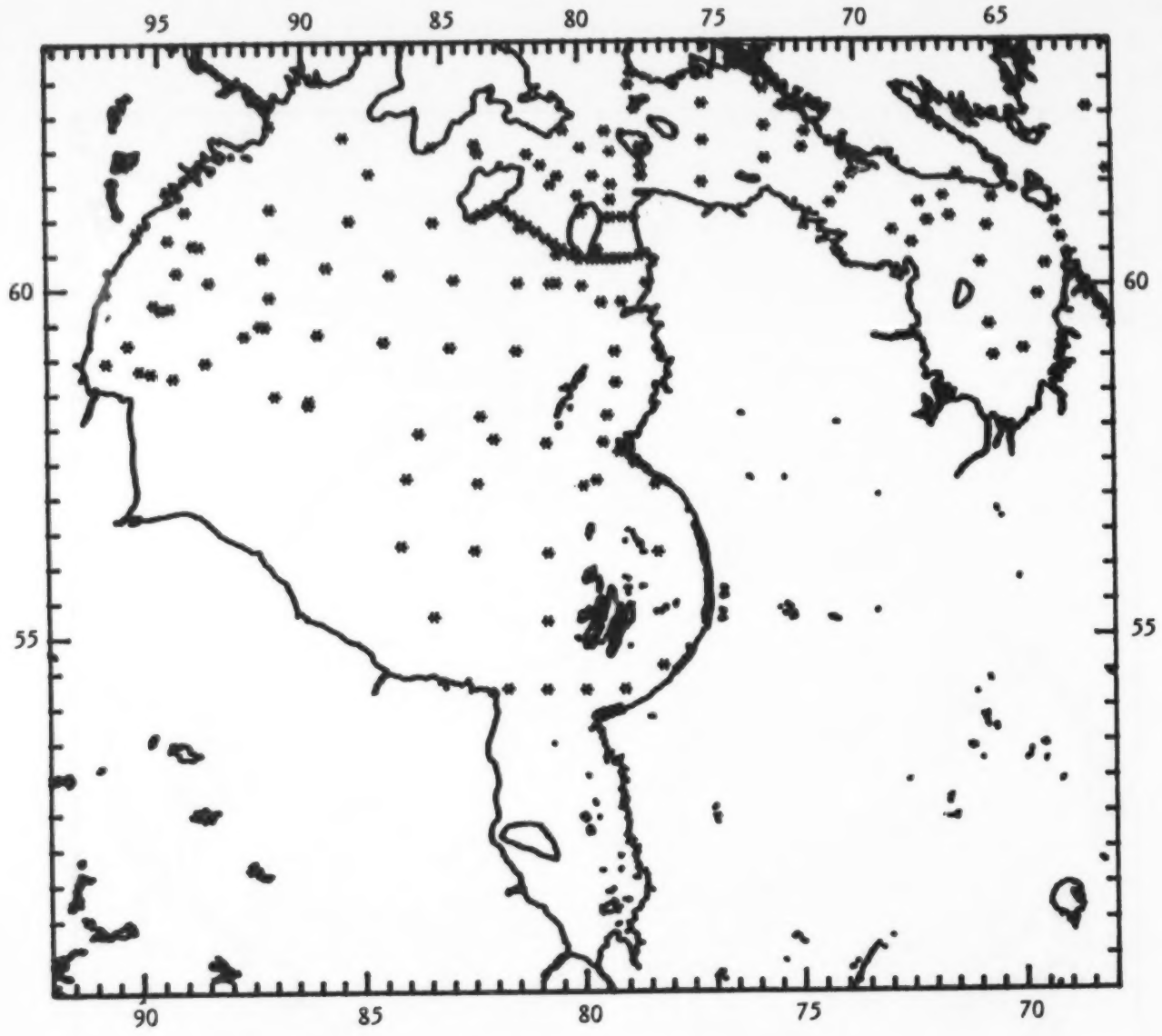


GOLFE DU MAINE, BAIE DE FUNDY - Isopycnes, novembre à décembre

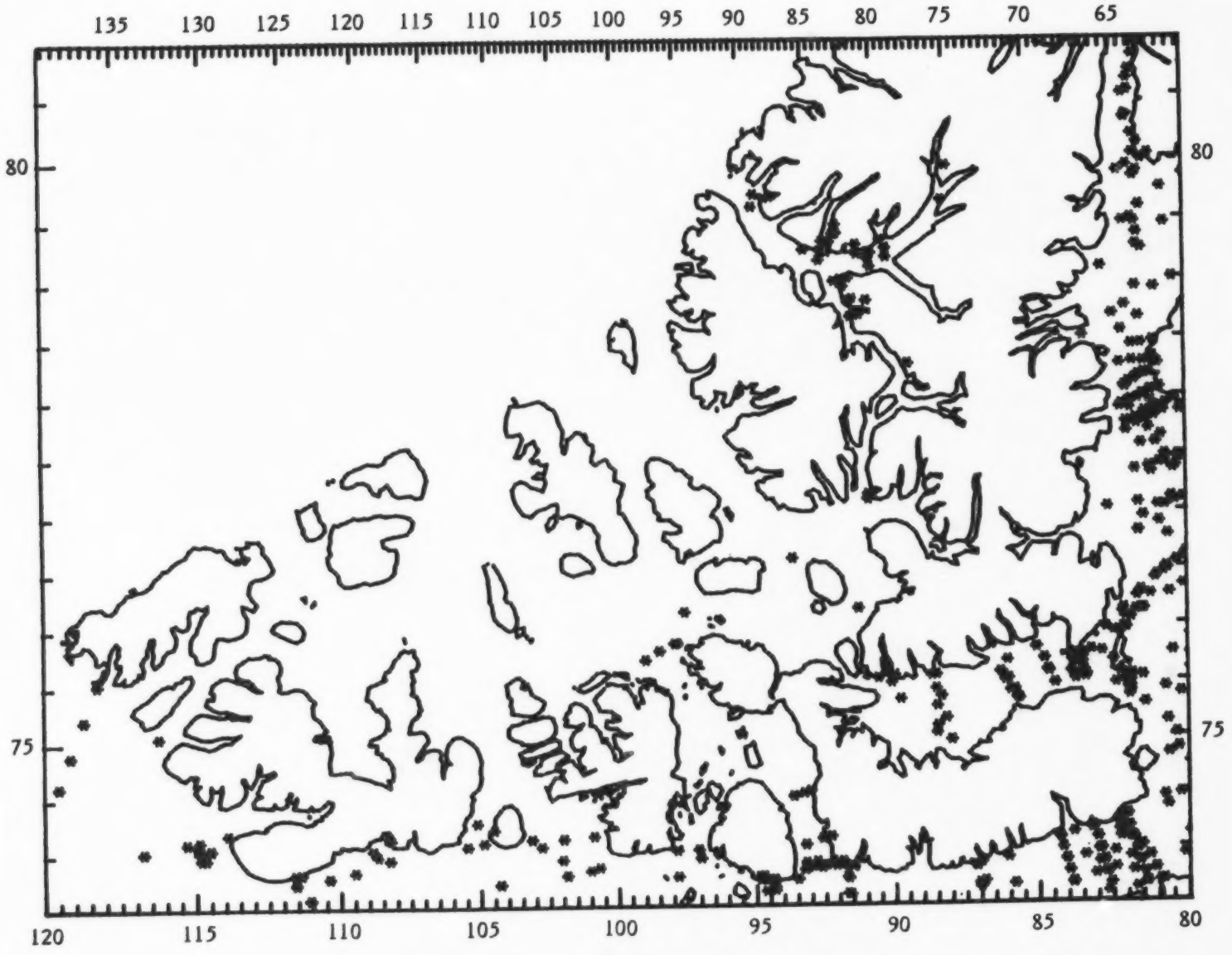
ANNEXE II
DENSITÉ DES EAUX EN SURFACE: CÔTE ARCTIQUE



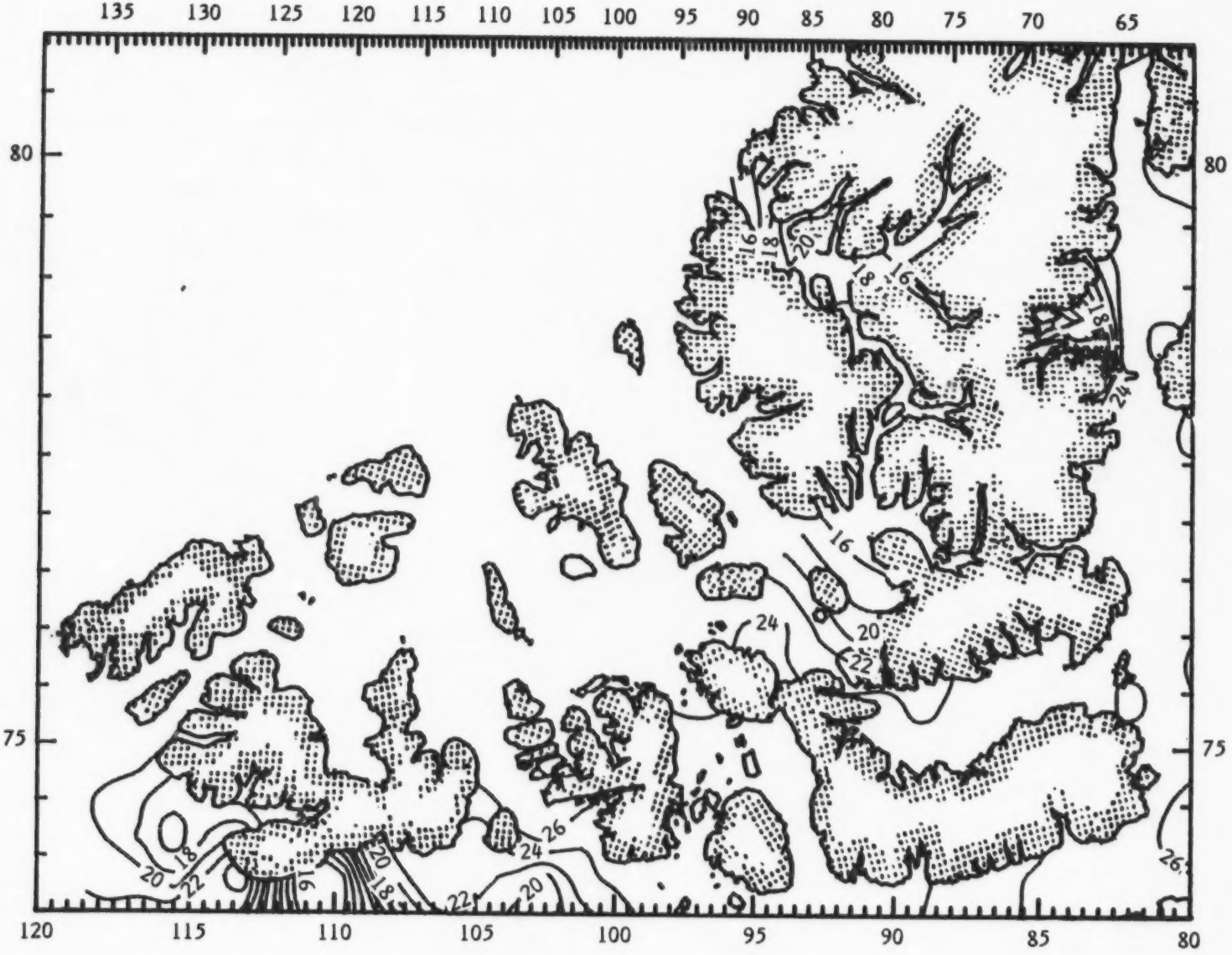
BAIE D'HUDSON - Isopycnes, saison d'eau libre



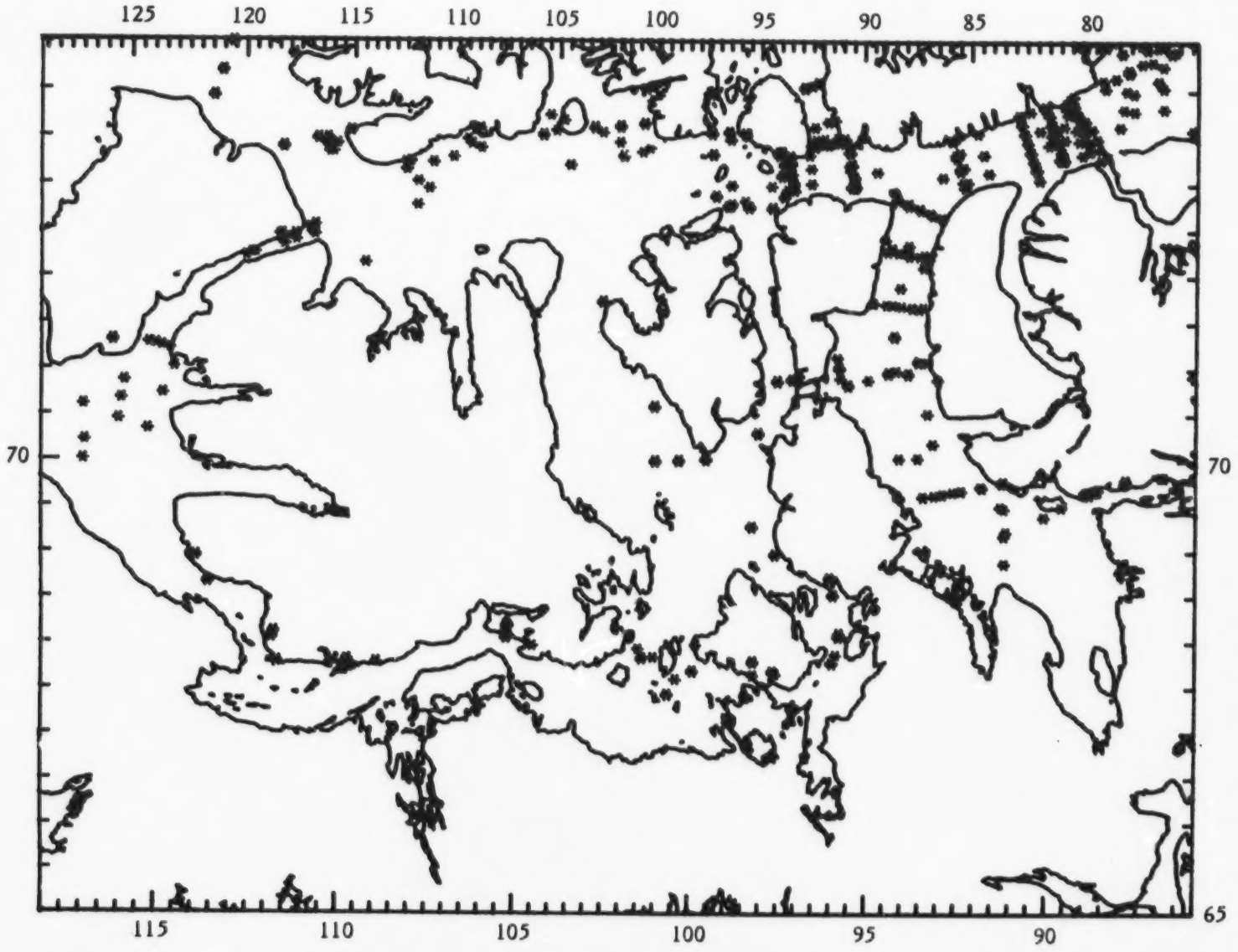
BAIE D'HUDSON - Lieux des mesures, saison d'eau libre



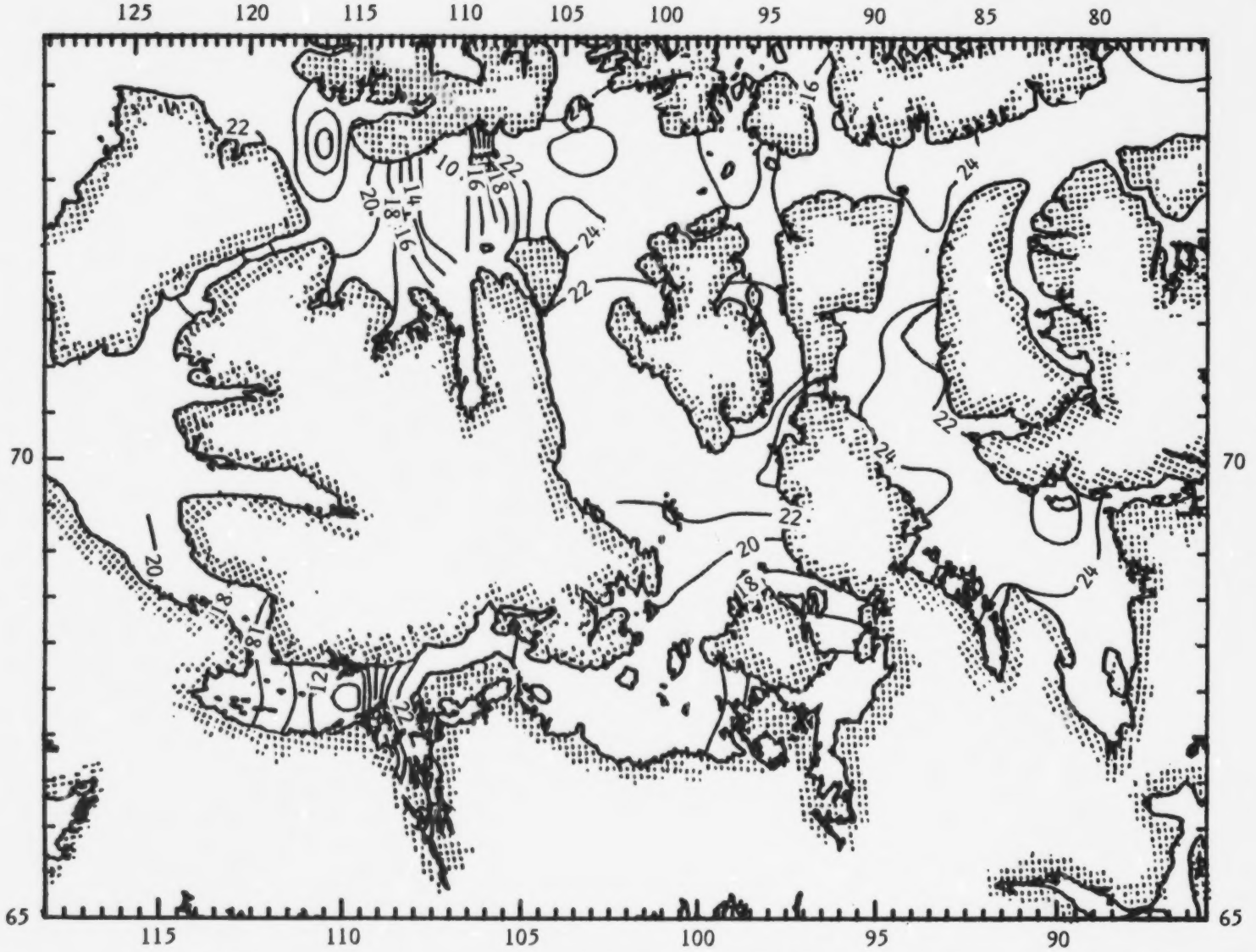
ARCHIPEL ARCTIQUE CANADIEN, DÉTROITS DU NORD - Lieux des mesures, saison d'eau libre



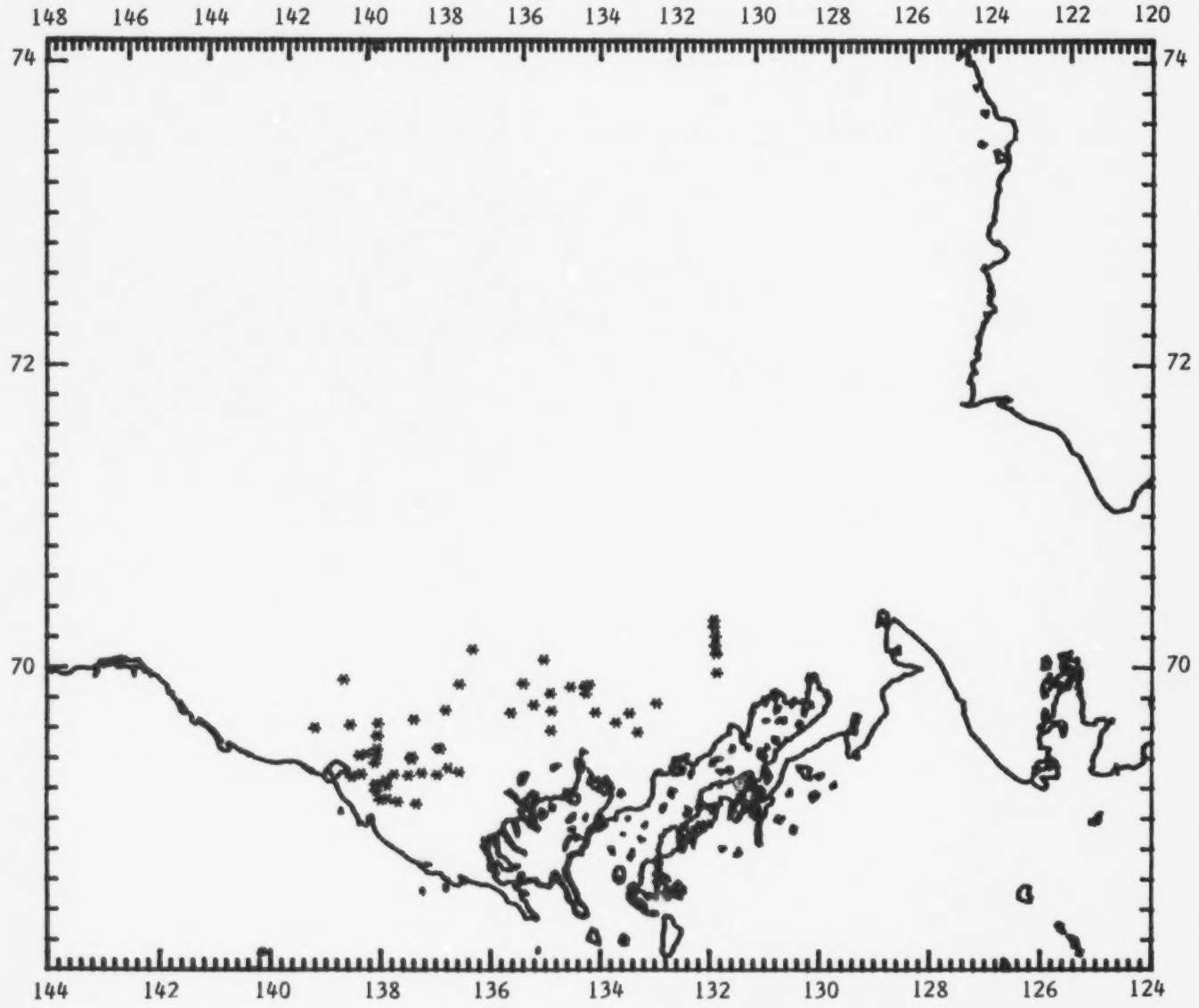
ARCHIPEL ARCTIQUE CANADIEN, DÉTROITS DU NORD - Isopycnes, saison d'eau libre



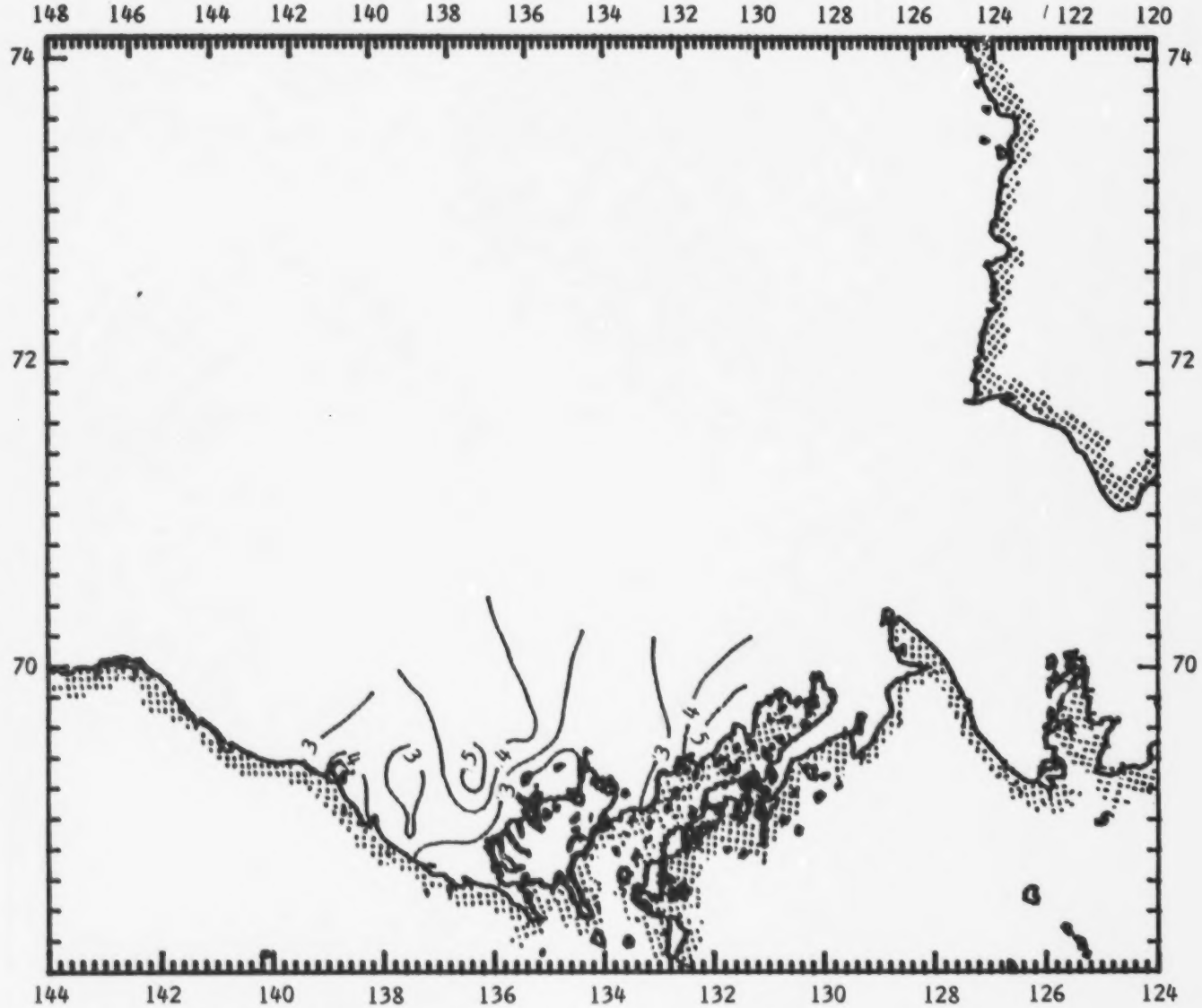
ARCHIPEL ARCTIQUE CANADIEN, DÉTROITS DU SUD ET PASSAGE DU NORD-OUEST - Lieux des mesures, saison d'eau libre



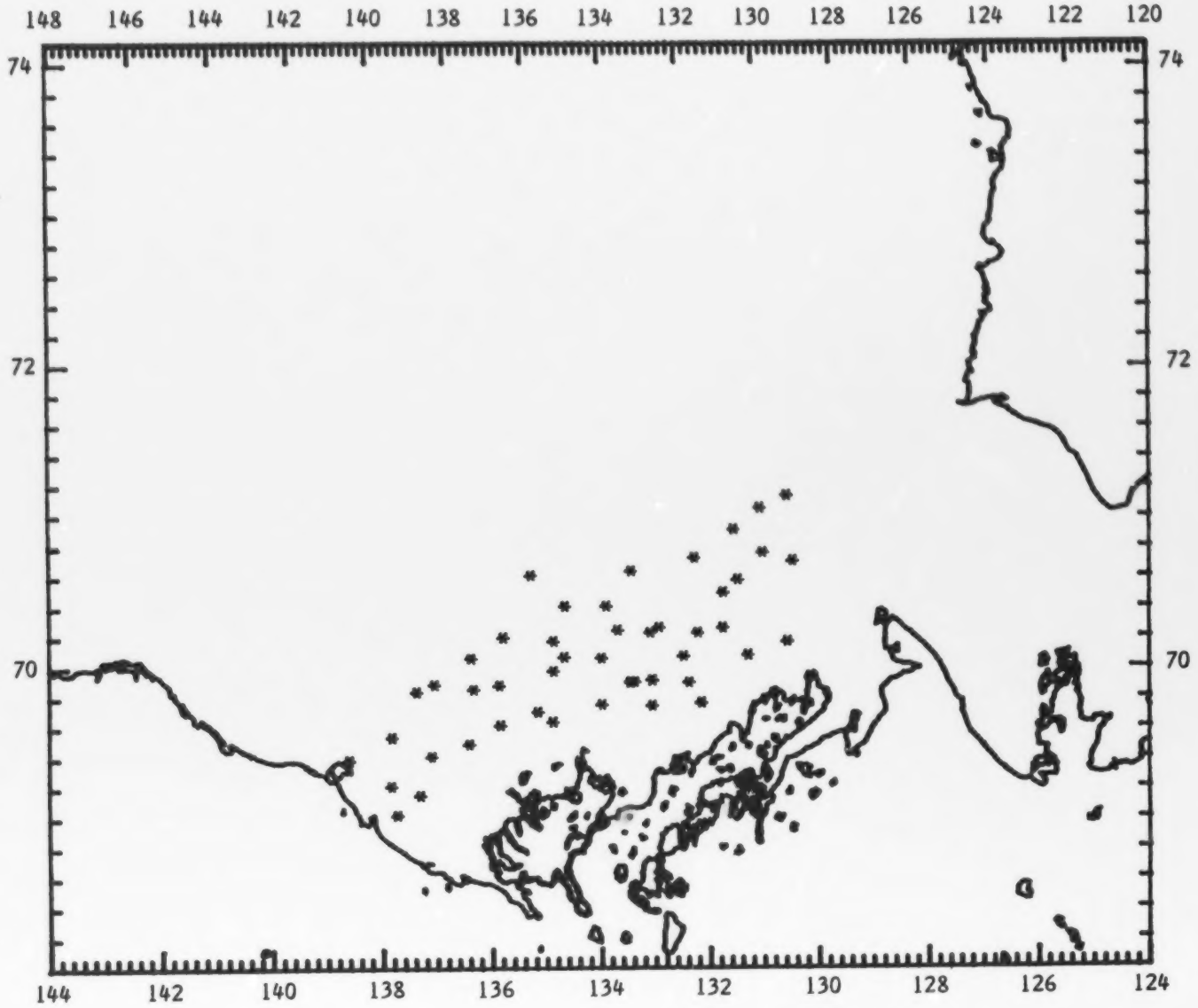
ARCHIPEL ARCTIQUE CANADIEN, DÉTROITS DU SUD ET PASSAGE DU NORD-OUEST - Lieux des mesures, saison d'eau libre



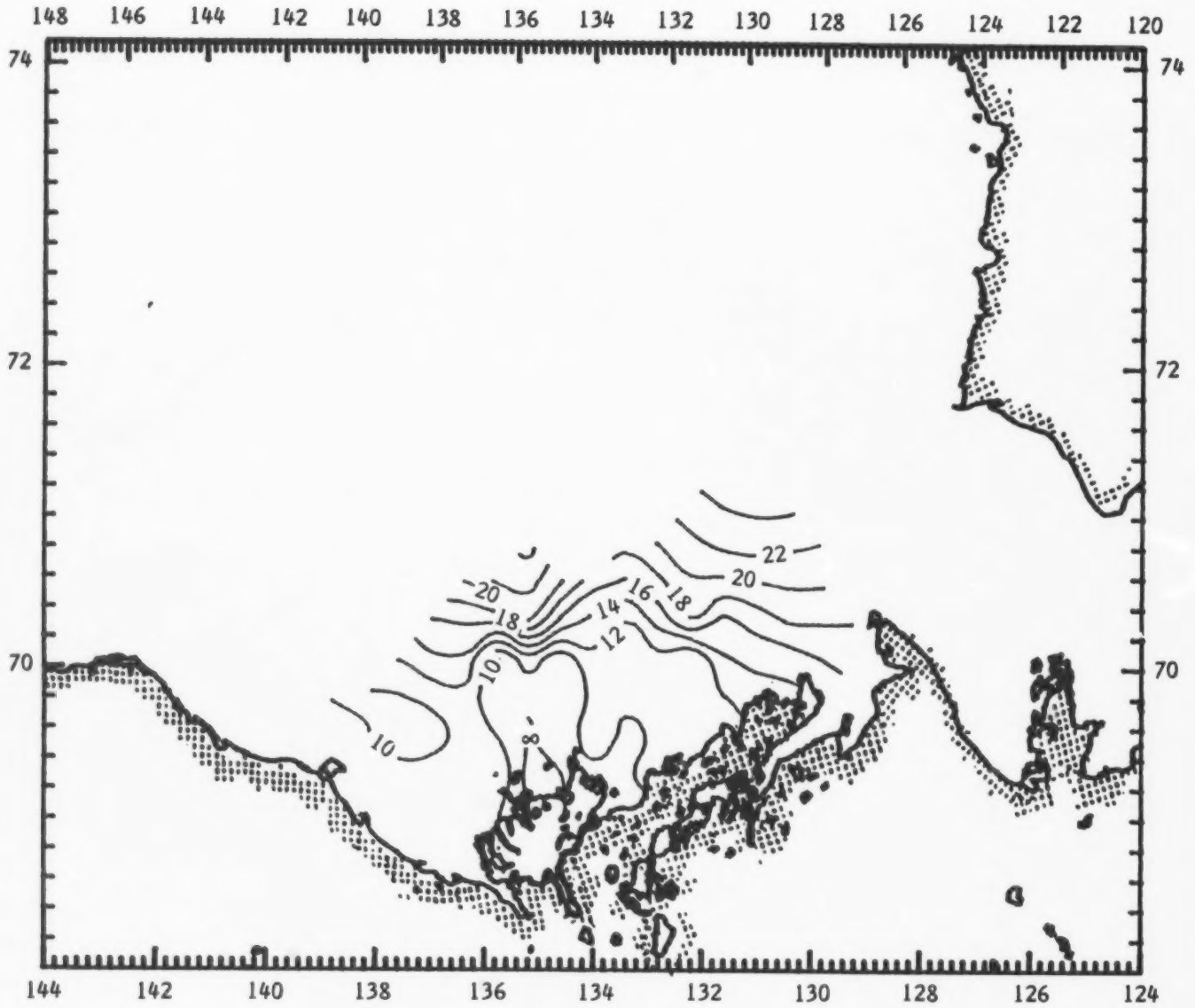
SUD-EST DE LA MER DE BEAUFORT - Lieux des mesures, saison d'eau libre, 1974



SUD-EST DE LA MER DE BEAUFORT - Isopycnes, saison d'eau libre, 1974

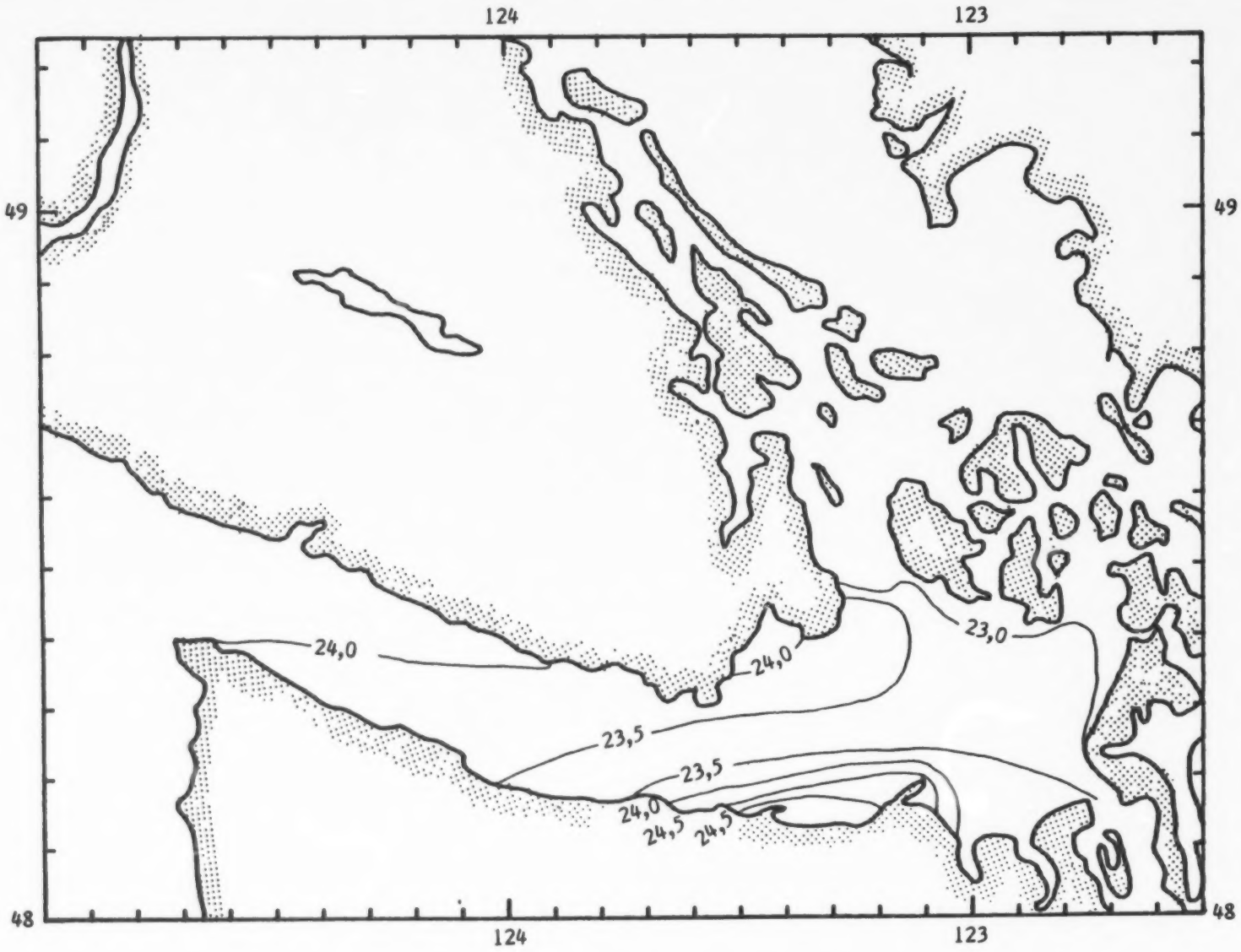


SUD-EST DE LA MER DE BEAUFORT - Lieux des mesures, saison d'eau libre, 1975

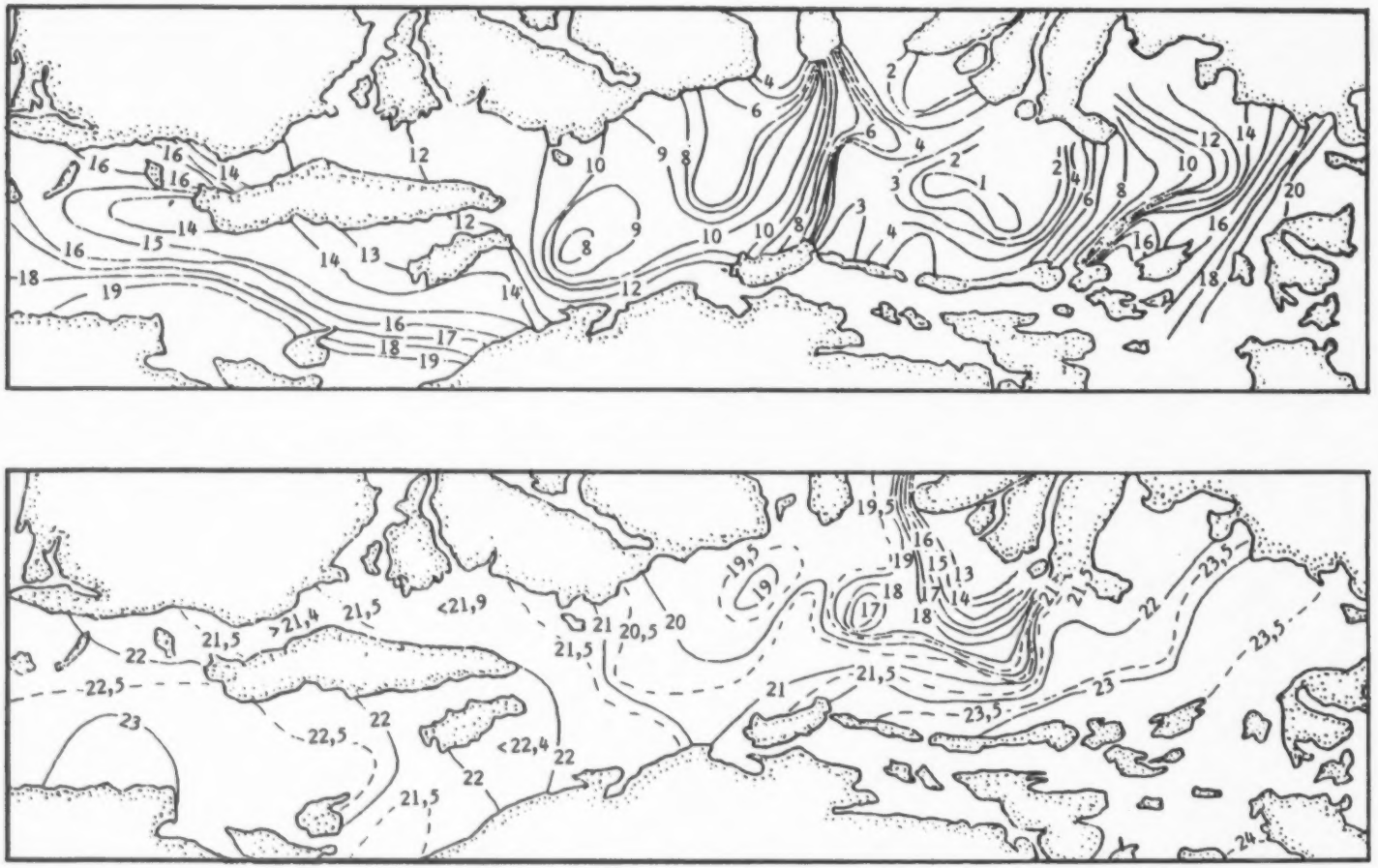


SUD-EST DE LA MER DE BEAUFORT - Isopycnes, saison d'eau libre, 1975

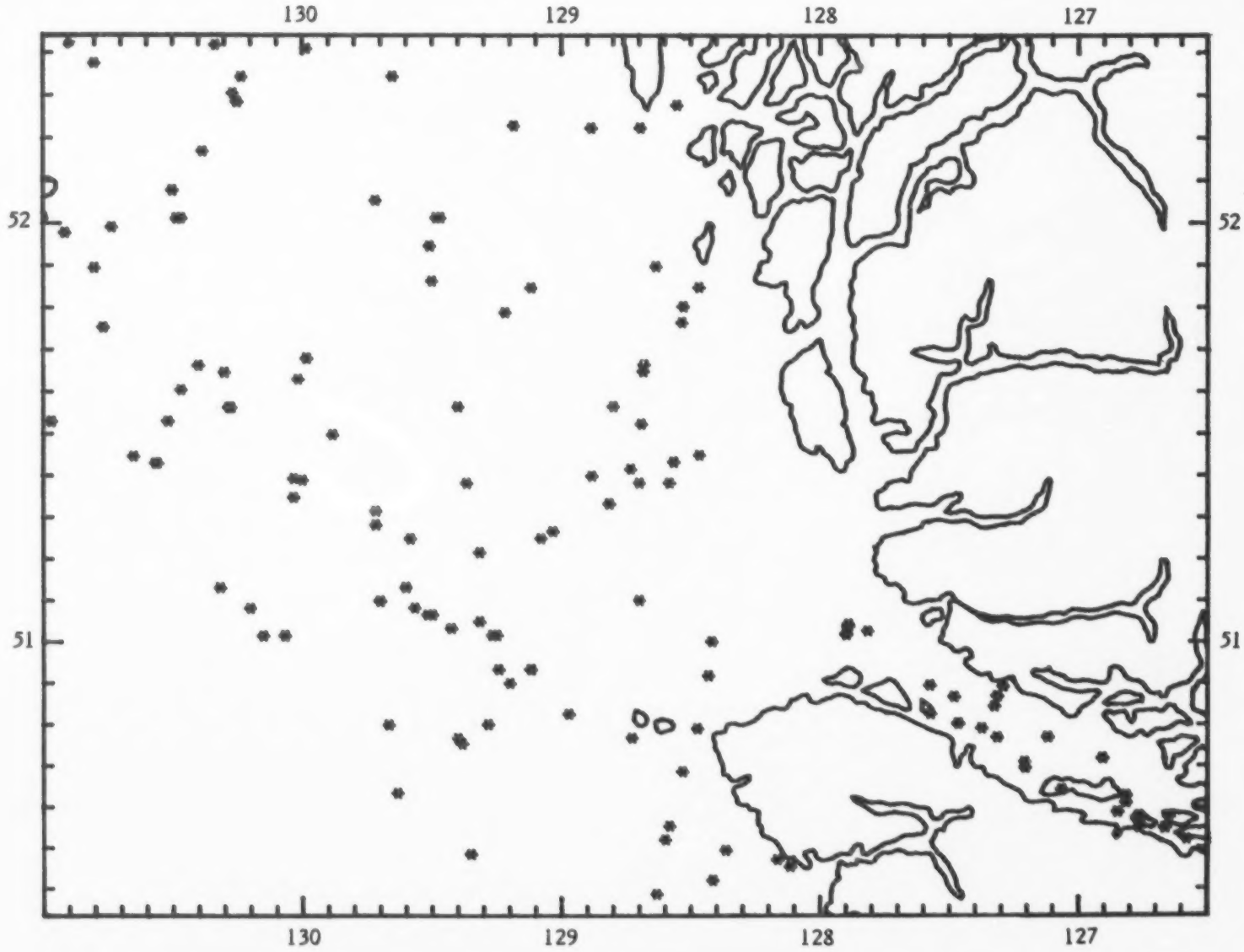
ANNEXE III
DENSITÉ DES EAUX EN SURFACE: CÔTE PACIFIQUE



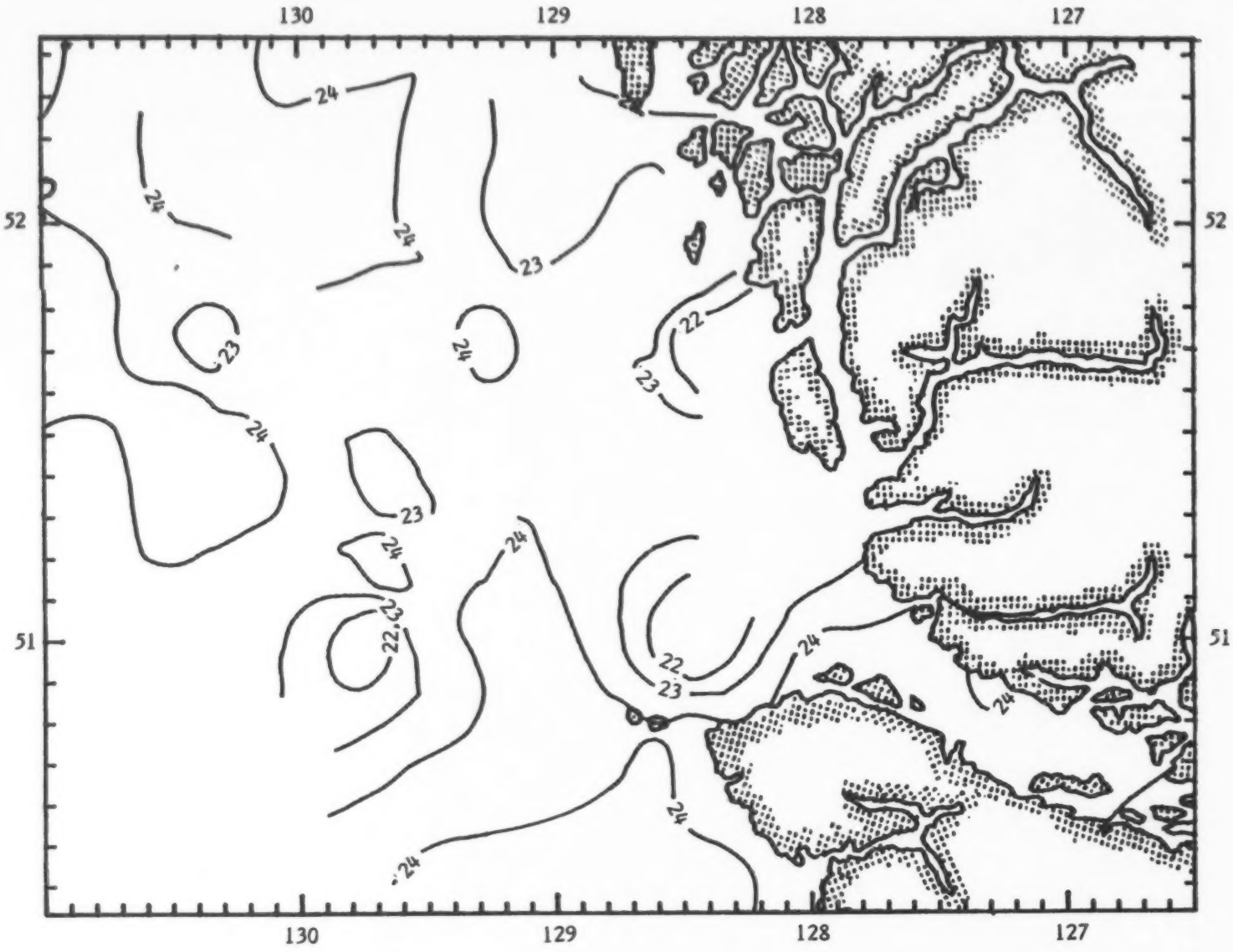
DÉTROIT JUAN DE FUCA - Isopycnes, été



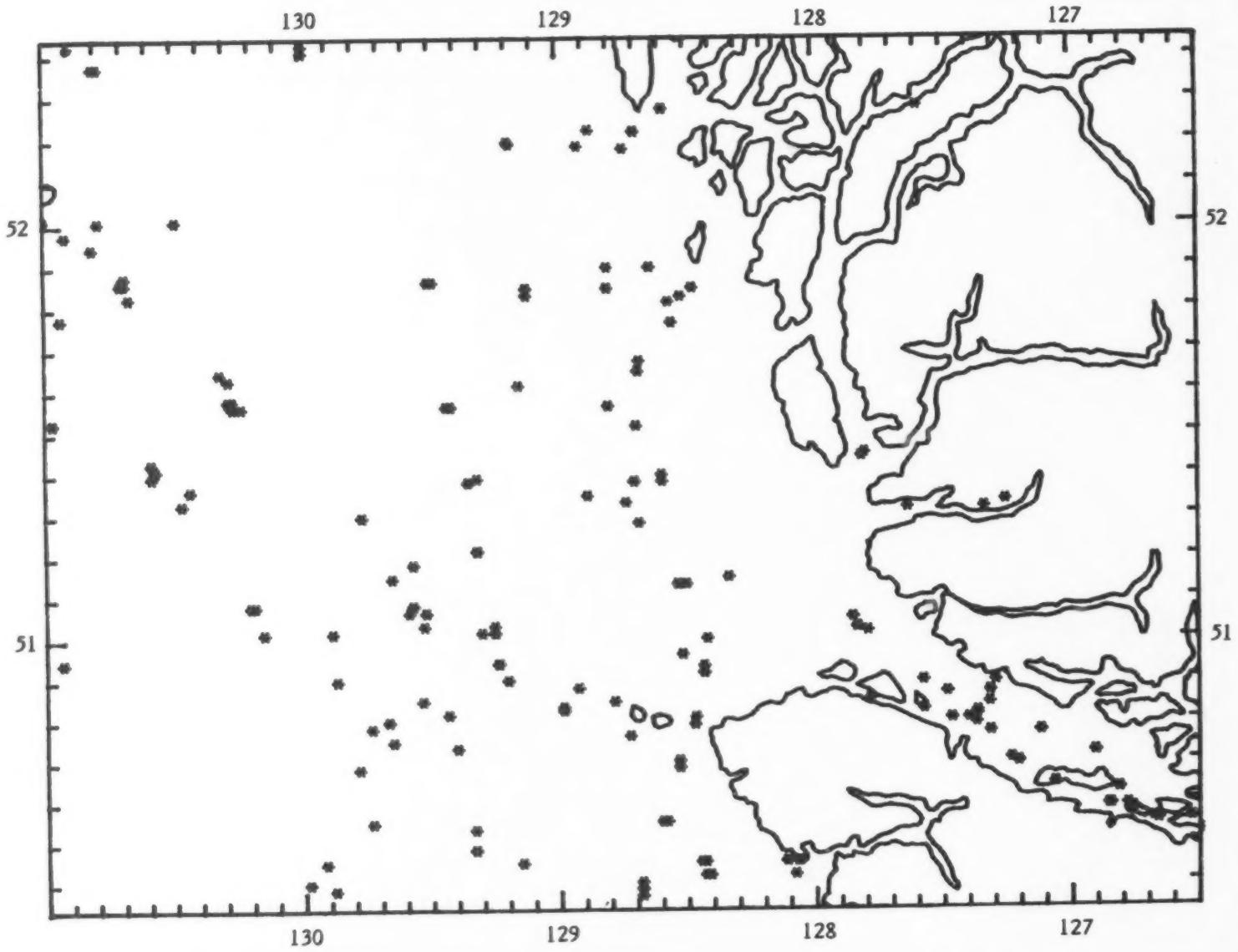
DÉTROIT DE GEORGIE - Isopycnes. En haut: juin; en bas: février



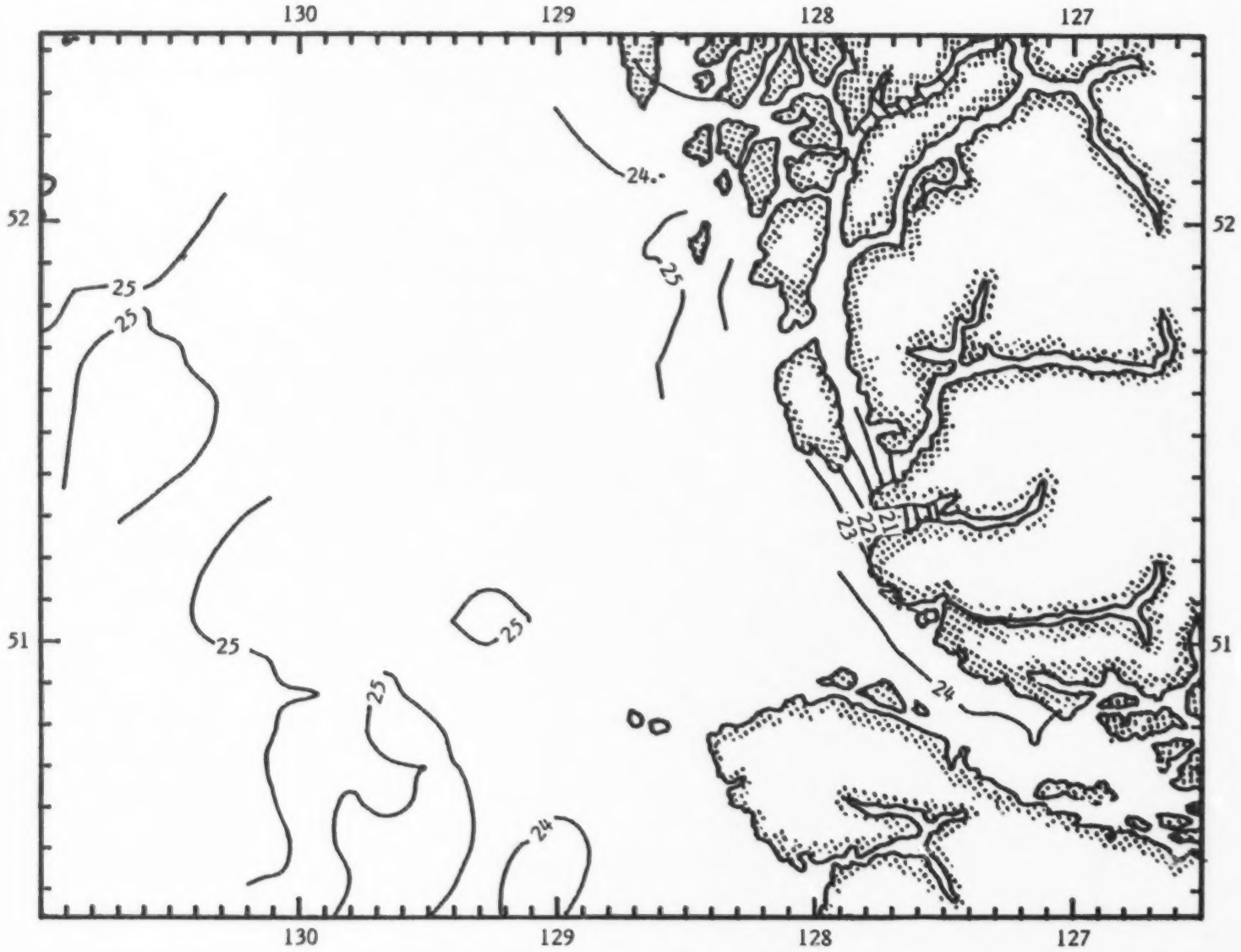
DÉTROIT ET BASSIN DE LA REINE-CHARLOTTE - Lieux des mesures, mai à septembre



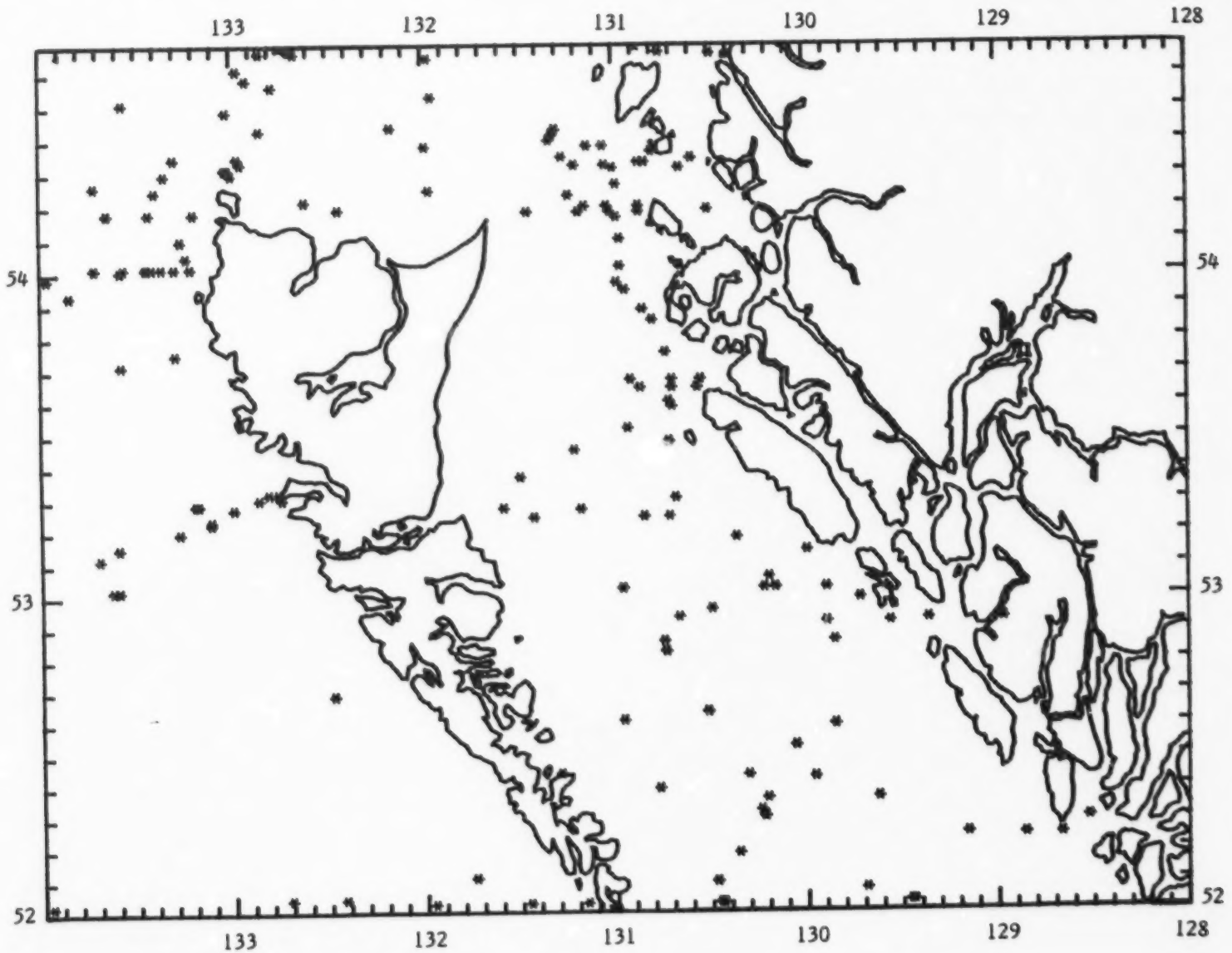
DÉTROIT ET BASSIN DE LA REINE-CHARLOTTE - Isopycnes, mai à septembre



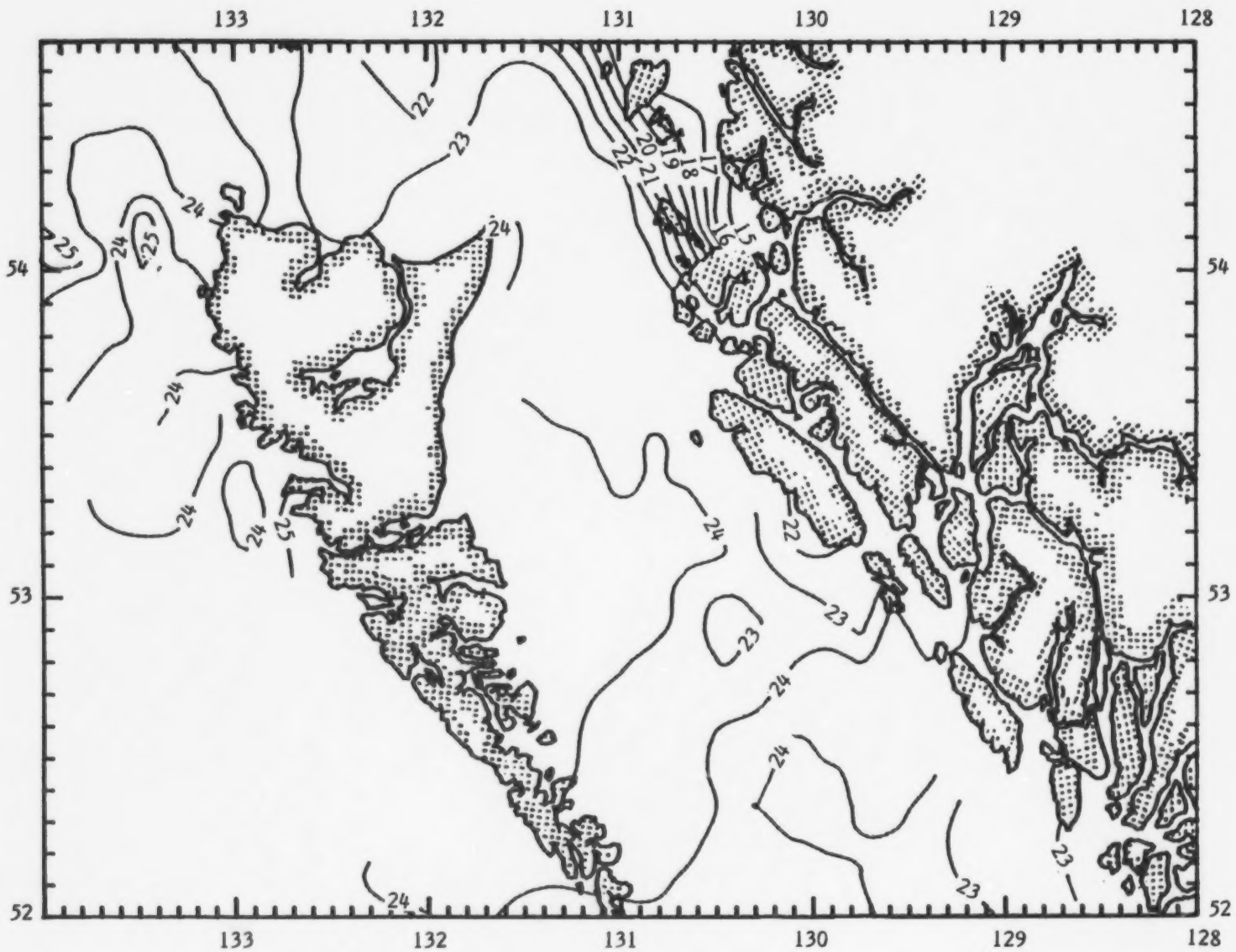
DÉTROIT ET BASSIN DE LA REINE-CHARLOTTE - Lieux des mesures, octobre à avril



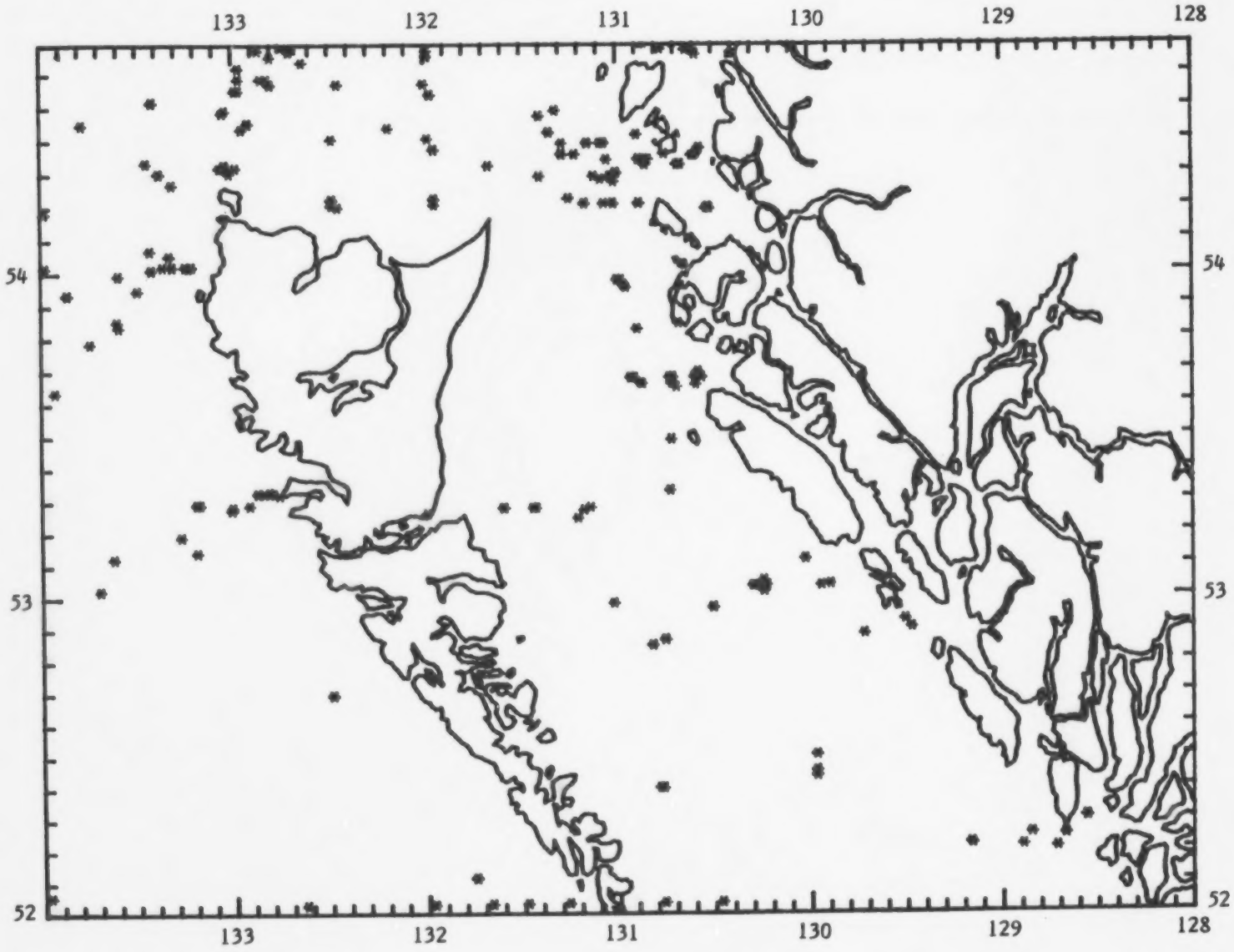
DÉTROIT ET BASSIN DE LA REINE-CHARLOTTE - Isopycnes, octobre à avril



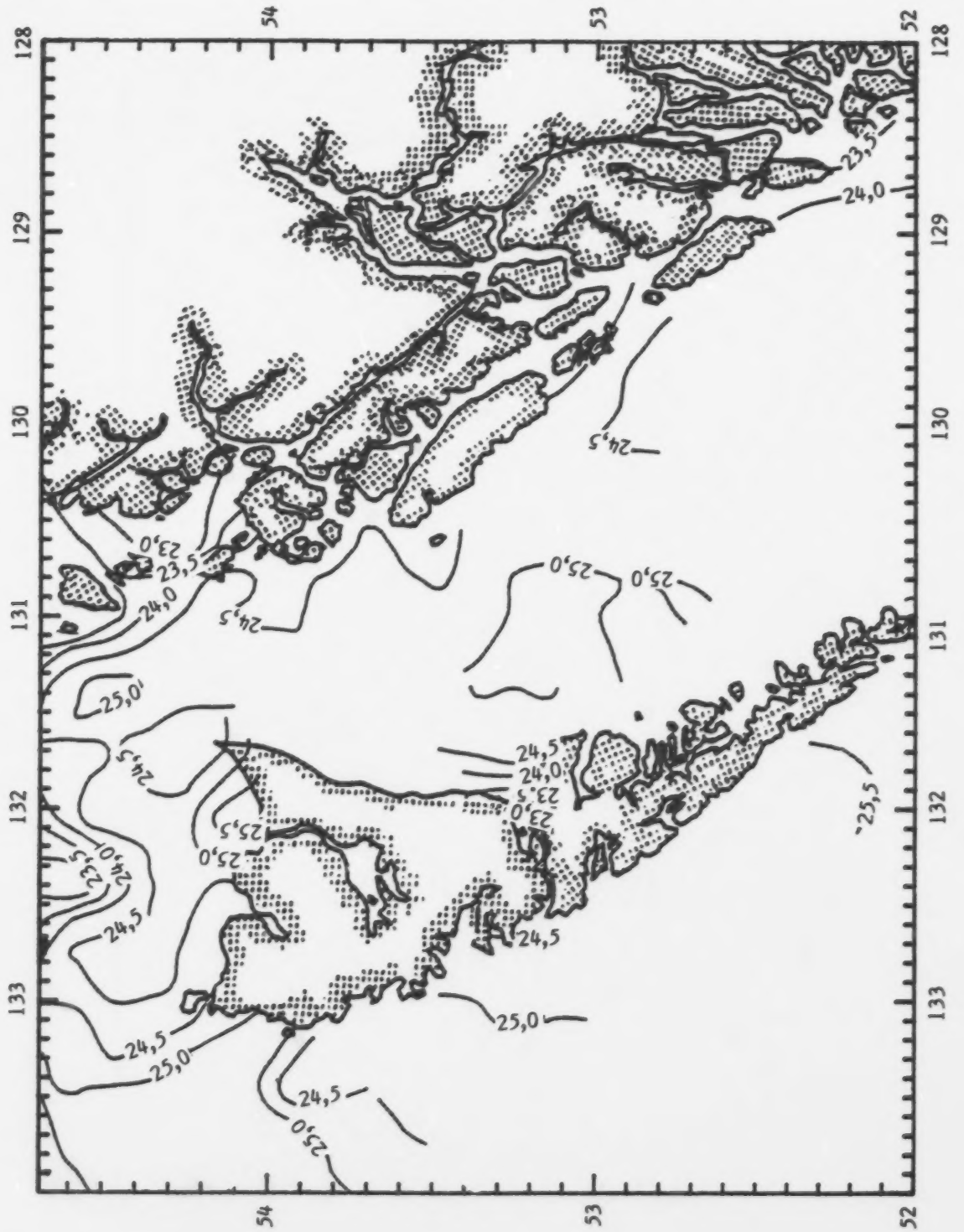
DÉTROIT D'HÉCATE, ENTRÉE DIXON - Lieux des mesures, mai à septembre



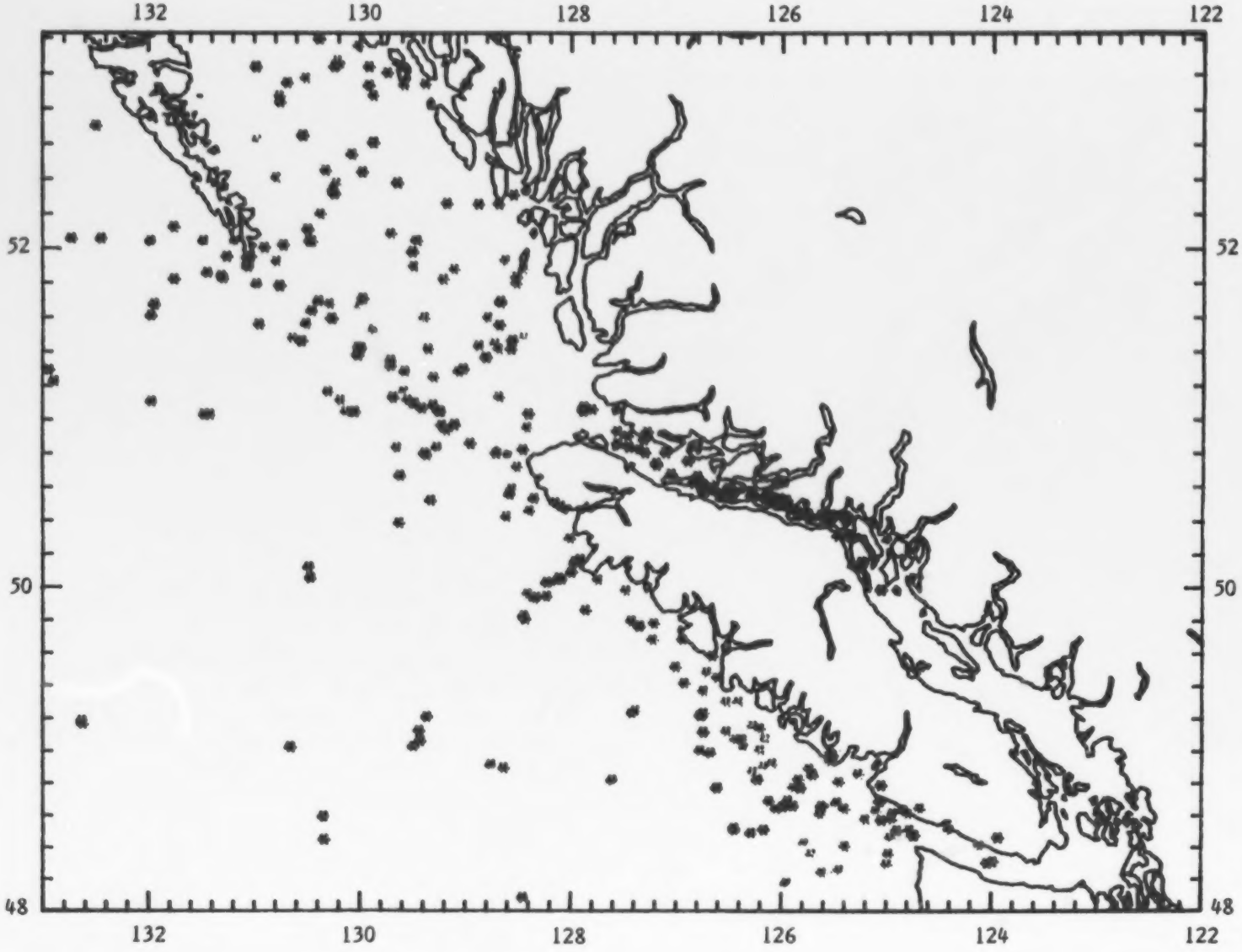
DÉTROIT D'HÉCATE, ENTRÉE DIXON - Isopycnes, mai à septembre



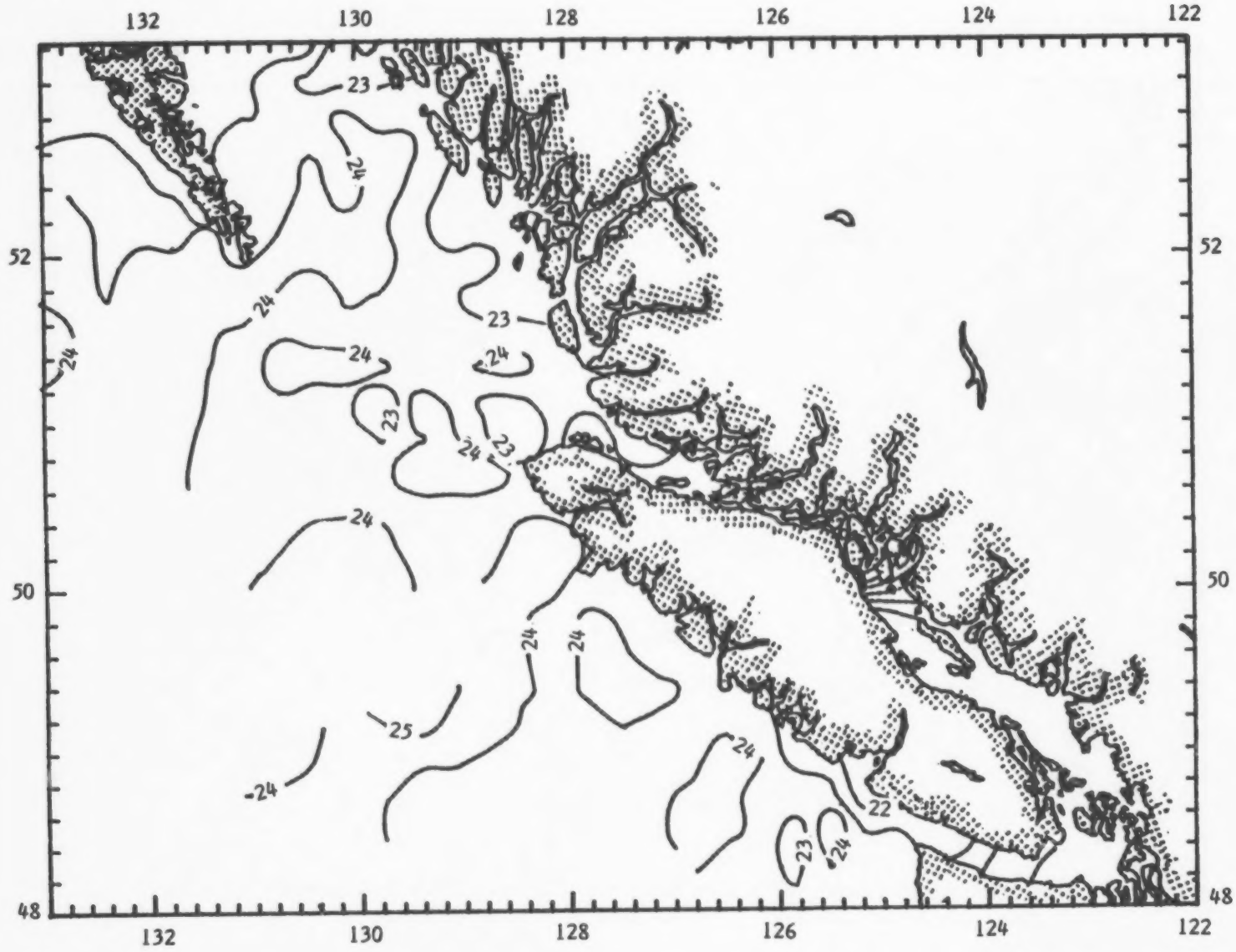
DÉTROIT D'HÉCATE, ENTRÉE DIXON - Lieux des mesures, octobre à avril



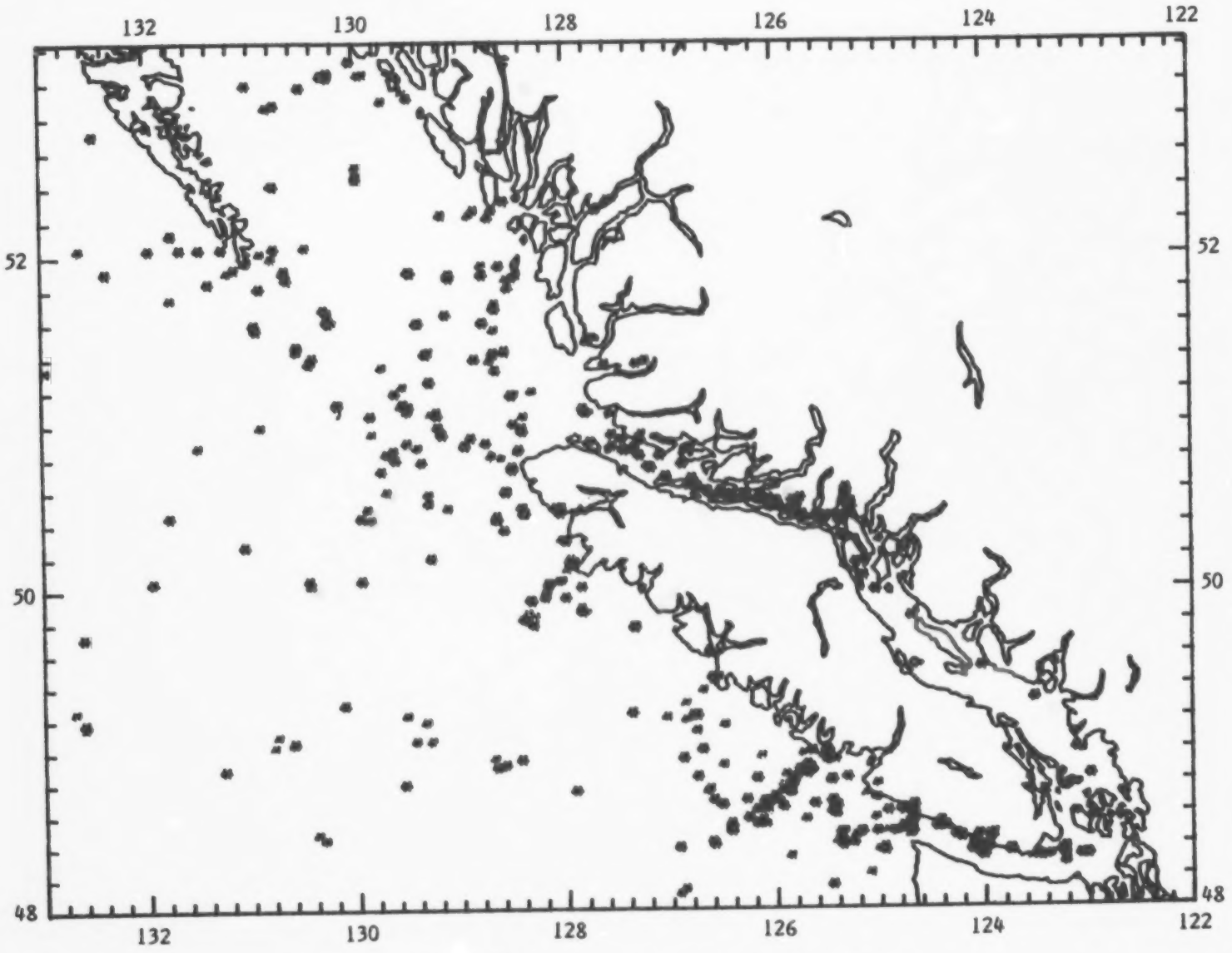
DÉTROIT D'HÉCATE, ENTRÉE DIXON - Isopycnes, octobre à avril



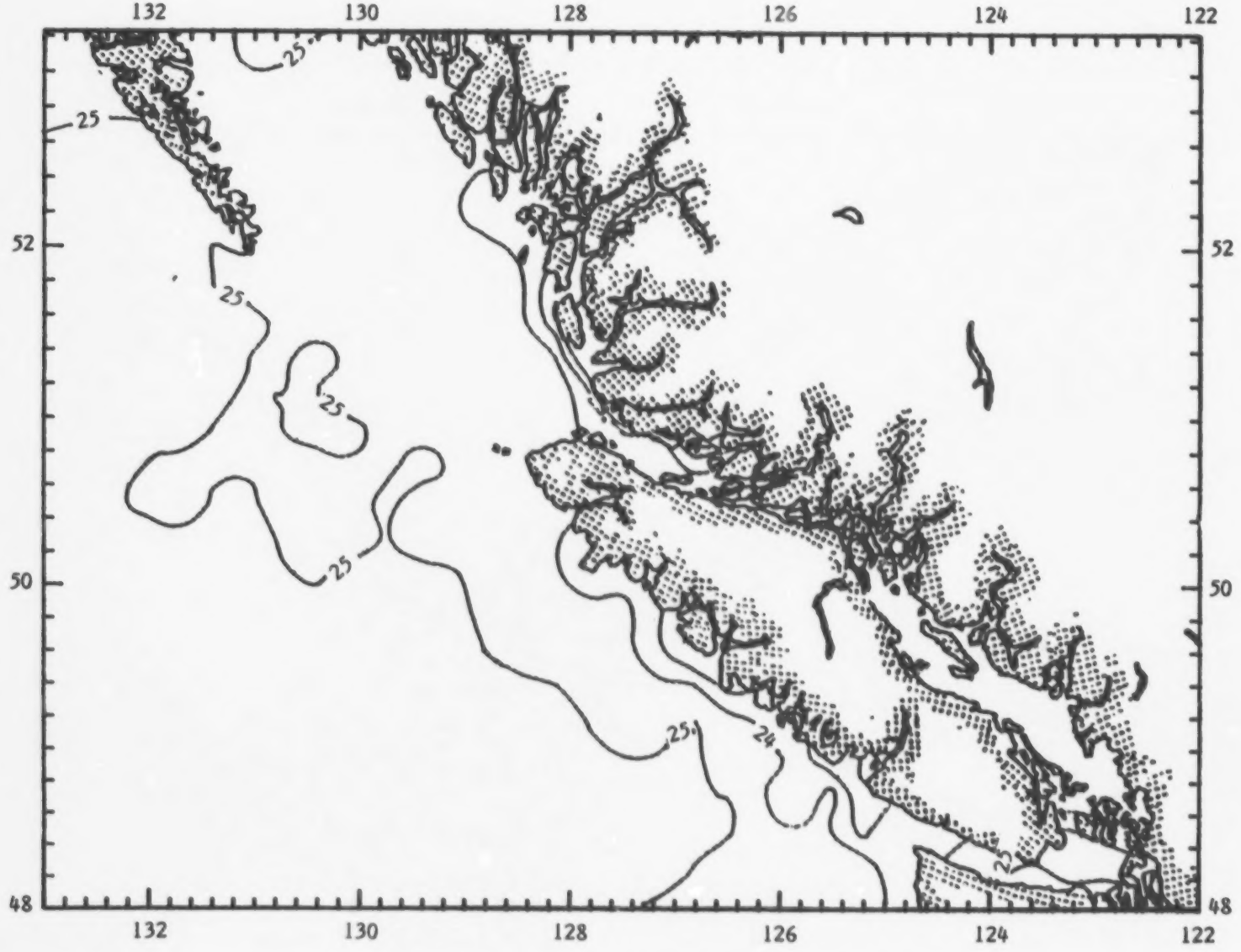
EAUX DU LARGE - Lieux des mesures, mai à septembre



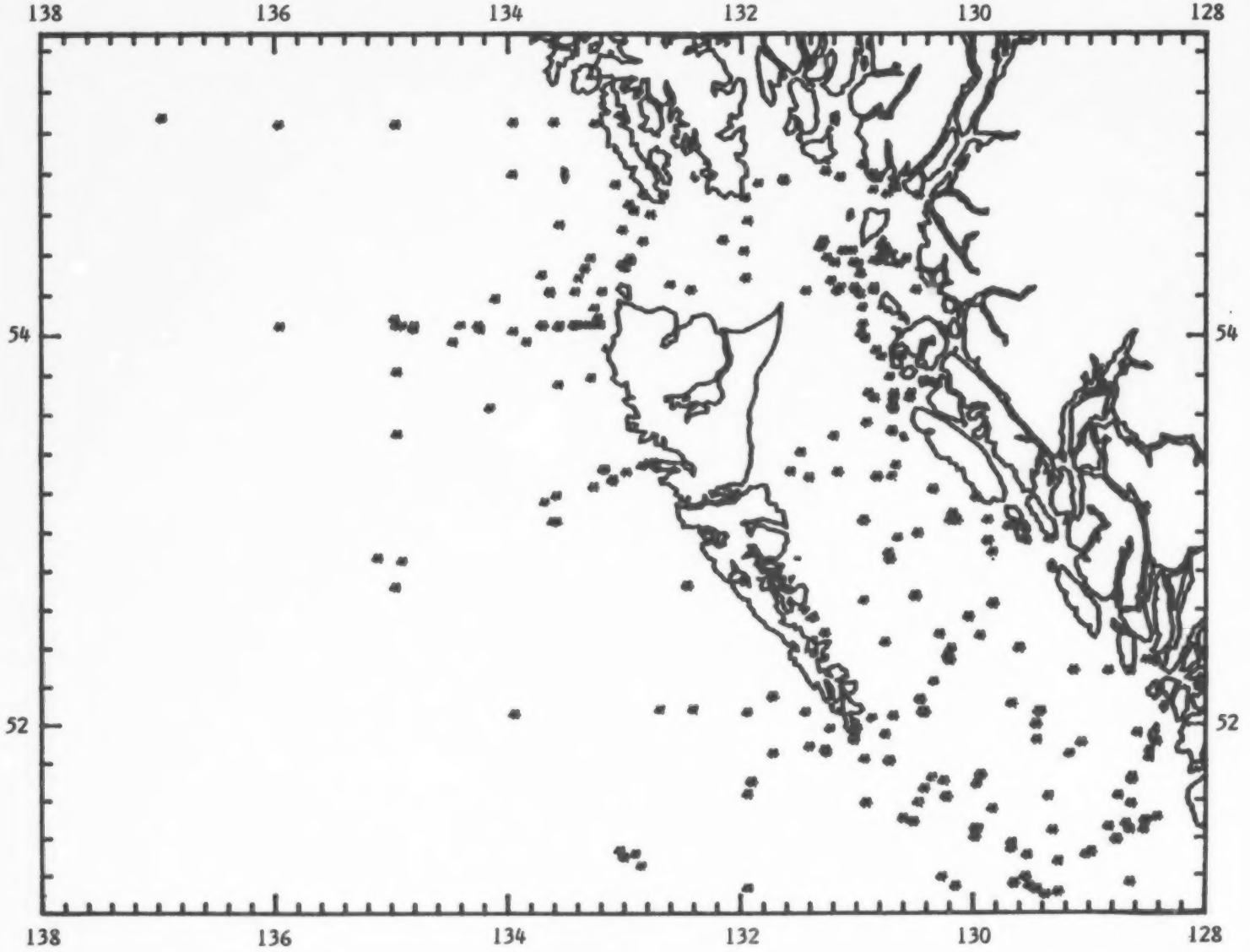
EAUX DU LARGE - Isopycnes, mai à septembre



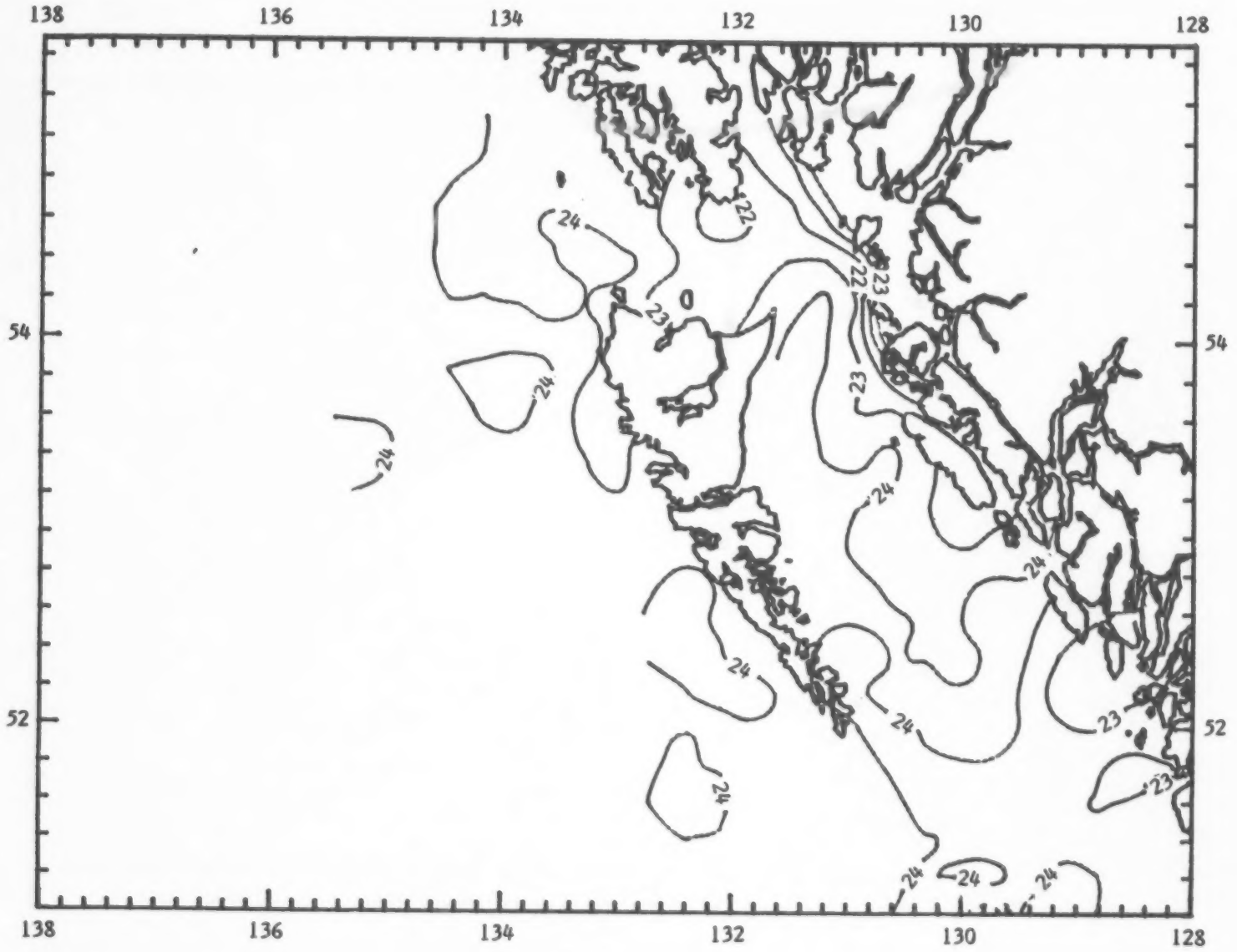
EAUX DU LARGE - Lieux des mesures, octobre à avril



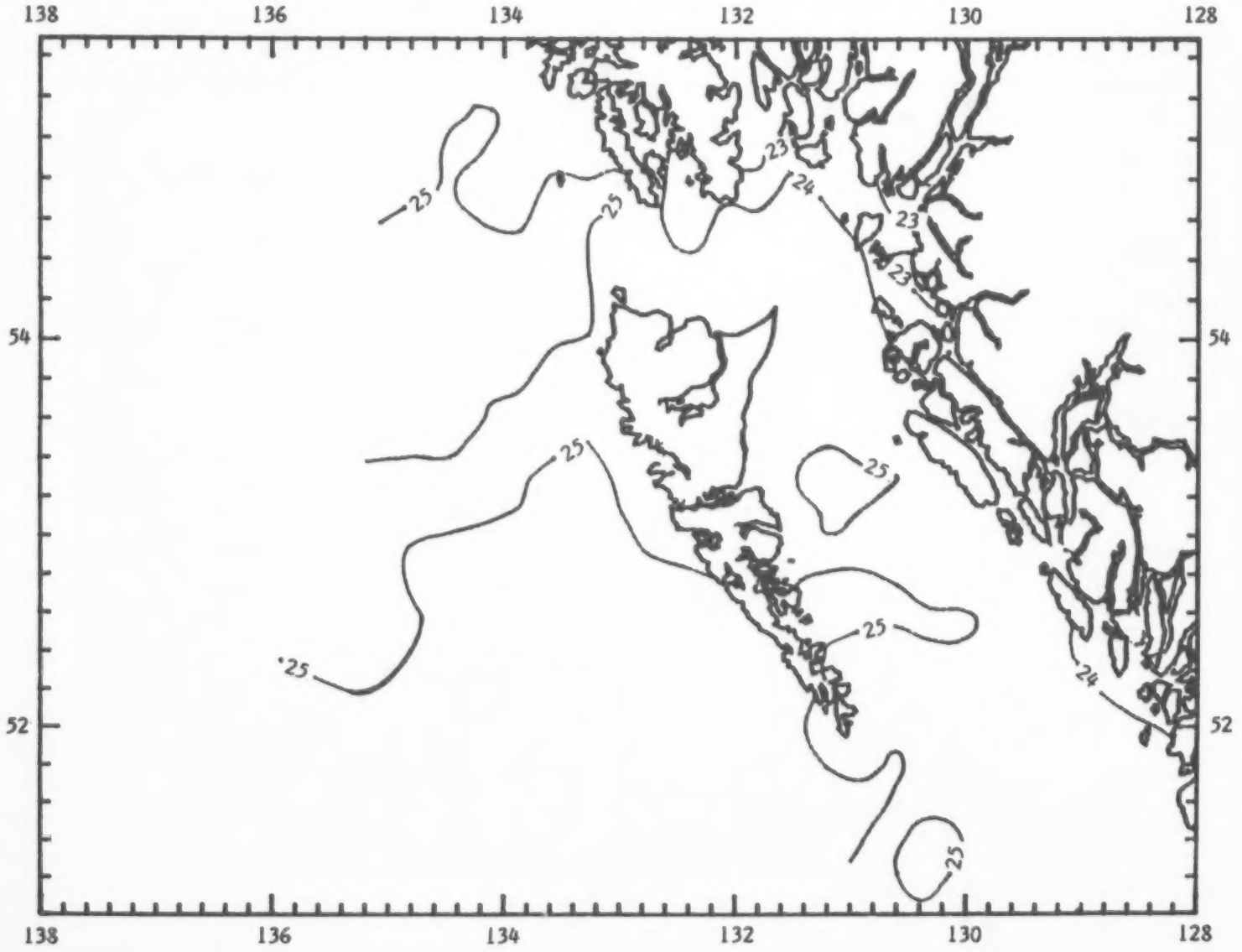
EAUX DU LARGE - Isopycnes, octobre à avril



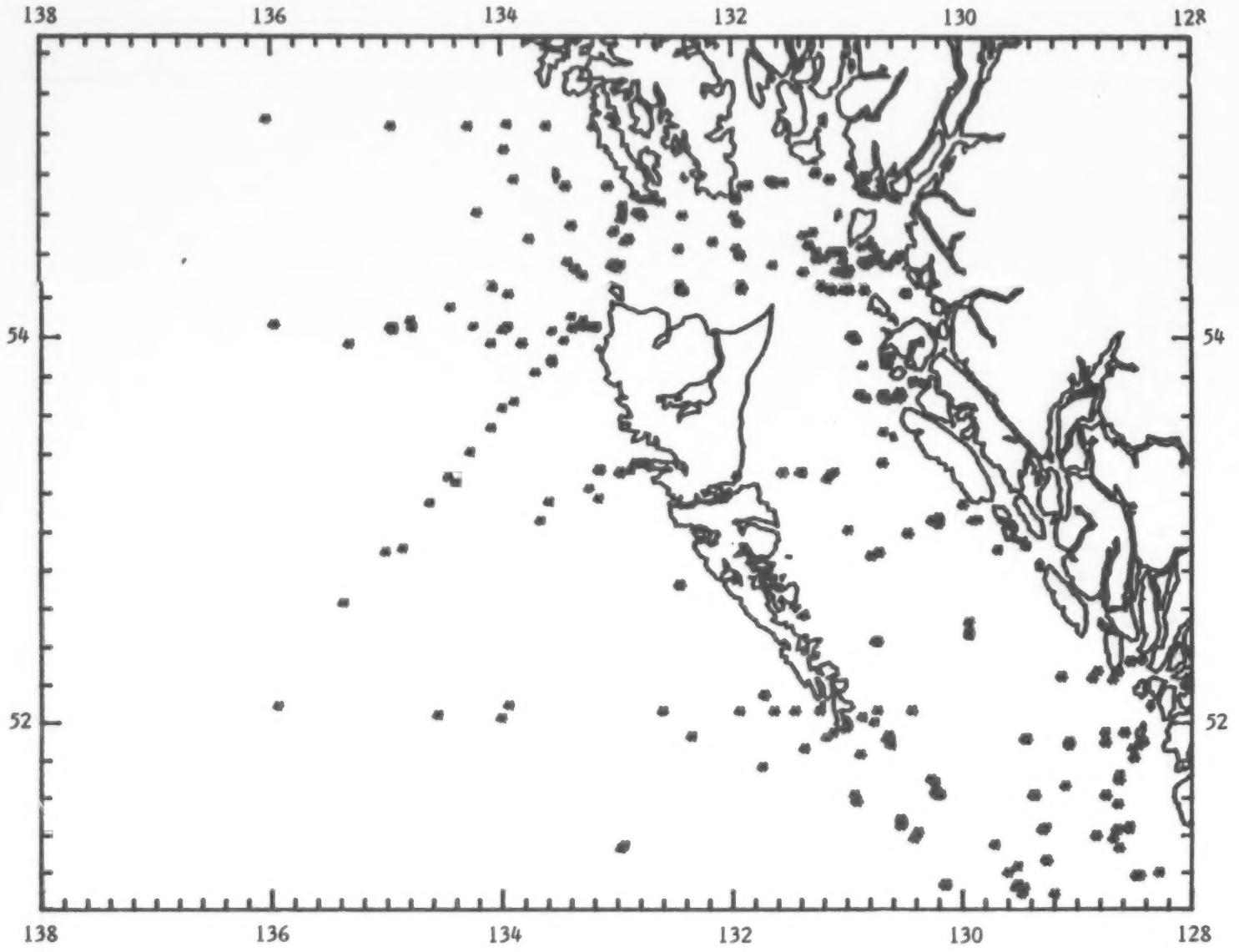
ÎLES DE LA REINE-CHARLOTTE - Lieux des mesures, mai à septembre



ÎLES DE LA REINE-CHARLOTTE - Isopycnes, mai à septembre



ÎLES DE LA REINE-CHARLOTTE - Isopycnes, octobre à avril



ÎLES DE LA REINE-CHARLOTTE - Lieux des mesures, octobre à avril